



Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud)

Oscar Laurent

► To cite this version:

Oscar Laurent. Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud). Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2012. Français. NNT : 2012CLF22310 . tel-00846827v2

HAL Id: tel-00846827

<https://theses.hal.science/tel-00846827v2>

Submitted on 23 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Numéro d'ordre : D.U. 2310

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N°735

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Géochimie

par

Oscar LAURENT

Titulaire du Master 2 Recherche « Processus Magmatiques et Métamorphiques –
Volcanologie »

**Les changements géodynamiques à la transition
Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes
de la marge Nord du craton du Kaapvaal
(Afrique du Sud)**

Soutenue publiquement le 10 décembre 2012, devant la commission d'examen composée de :

Bernard BONIN	Professeur, Université Paris Sud	Président du jury
Jaana HALLA	Docteur, Université d'Helsinki (Finlande)	Rapporteur
Jean H. BÉDARD	Docteur, Commission Géologique du Canada	Rapporteur
J.-François MOYEN	Professeur, Université Jean Monnet, St-Étienne	Examineur
Hervé MARTIN	Professeur, Université Blaise Pascal, Clermont-Fd.	Directeur de thèse
Régis DOUCELANCE	Maître de Conférences, Université B. Pascal, Clt.-Fd.	Directeur de thèse

Résumé étendu

La croûte continentale terrestre est extraite en continu à partir du manteau pratiquement depuis la formation de notre planète, mais les modalités et le taux d'extraction ont évolué au cours du temps. En particulier, la nature et la composition chimique des granitoïdes qui en sont les constituants majeurs sont radicalement différentes de part et d'autre de la transition Archéen-Protérozoïque (3000–2500 Ma), témoignant de changements géodynamiques majeurs à cette époque. Afin d'étudier l'expression et les origines de ces changements, qui sont encore mal contraints, nous avons étudié une diversité de granitoïdes qui se sont mis en place dans cette gamme d'âges à la marge Nord du craton du Kaapvaal, en Afrique du Sud. Cette portion de croûte continentale a été structurée entre 3000 et 2000 Ma, et de ce fait, est particulièrement propice à l'étude de la transition Archéen-Protérozoïque.

Ce travail a permis de classer ces granitoïdes tardi-archéens en trois grands groupes :

(1) Les sanukitoïdes, représentés en Afrique du Sud par le pluton de Bulai, sont des magmas aux caractéristiques géochimiques hybrides, communément interprétés comme dérivant de l'interaction entre une péridotite mantellique et un liquide de composition TTG. Toutefois, l'étude du pluton de Bulai a démontré que l'agent métasomatique pouvait aussi provenir de la fusion de sédiments détritiques, ou être représenté (moins fréquemment) par un fluide aqueux riche en éléments dissous. D'autre part, la modélisation géochimique appliquée à la composition de l'ensemble des sanukitoïdes dans le monde a démontré que ces magmas peuvent être classés en deux groupes distincts, selon les mécanismes d'hybridation entre agent métasomatique et péridotite :

→ les *low-Ti sanukitoids* proviennent d'une hybridation en un seul stade ;

→ les *high-Ti sanukitoids* sont issus de la fusion d'un assemblage métasomatisé à amphibole et phlogopite résultant de ces interactions (hybridation en deux stades).

Enfin, l'origine des granodiorites du pluton de Bulai a permis d'apporter de nouvelles contraintes sur les mécanismes de différenciation des suites sanukitoïdes : celles-ci sont contrôlées par des mécanismes de cristallisation fractionnée ou (moins vraisemblablement) de fusion partielle, sans interactions significatives avec de la croûte préexistante. Ceci démontre que les sanukitoïdes et leurs équivalents post-archéens ont contribué à la genèse et à la différenciation de la croûte continentale depuis 2500 Ma.

(2) Les sanukitoïdes « marginaux », représentés dans le craton du Kaapvaal par les plutons de Mashashane, Matlala, Matok et Moletsi, sont des granitoïdes résultant de l'interaction entre des liquides de type sanukitoïde, d'une part, et provenant de la fusion de croûte préexistante, d'autre part. Dans le cas du craton du Kaapvaal, la source de ces composants « crustaux » est représentée par des amphibolites tholéitiques relativement anhydres, conférant à ces sanukitoïdes « marginaux » des affinités avec les granites de type A. Cependant, la source du pôle « crustal » peut être très différente (fusion de TTG ou de métasédiments) d'un craton à l'autre, induisant une grande diversité au sein de cette famille de granitoïdes. Comme pour les sanukitoïdes, leurs mécanismes de différenciation sont principalement contrôlés par la cristallisation fractionnée à partir d'un magma intermédiaire à mafique.

(3) Certains granites sont purement issus de la fusion de lithologies crustales préexistantes, en particulier les TTG et, dans une moindre mesure, des métasédiments et des amphibolites. En Afrique du Sud, ces granites sont bien représentés par le batholite de Turfloop et par une multitude de petits corps intrusifs dans les TTG plus anciennes.

Au sein du craton du Kaapvaal, l'évolution spatio-temporelle du magmatisme à la fin de l'Archéen suit un schéma très caractéristique. En effet, les granitoïdes mis en place entre ~3300 et ~2800 Ma sont presque exclusivement des TTG, qui dérivent de la fusion à des profondeurs variées (15–100 km) de metabasaltes hydratés. Par contre, à partir de 2800 Ma et dans un intervalle de temps assez court (~200 Ma), se met en place l'ensemble des granitoïdes présentés ci-dessus, dont la diversité de sources et de mécanismes pétrogénétiques contrastent avec l'homogénéité de l'enregistrement archéen. Cette évolution est reproduite, à quelques détails près, dans tous les cratons dans le monde, de façon diachrone entre 3000 et 2500 Ma.

Le magmatisme tardi-archéen est donc caractérisé par des granitoïdes dérivant à la fois du recyclage de croûte préexistante et de la contribution d'un manteau enrichi en éléments incompatibles. Cette dualité de processus pétrogénétiques est très typique des épisodes magmatiques qui ont lieu à la fin des cycles de subduction-collision post-archéens. Ainsi, l'évolution de l'enregistrement magmatique traduit vraisemblablement l'initiation de tels cycles à l'échelle mondiale entre 3000 et 2500 Ma, et donc d'une forme de tectonique des plaques plus proche du régime actuel que des processus archéens. Cette interprétation explique les changements de composition chimique des granitoïdes, mais aussi l'évolution du taux d'extraction de la croûte au cours du temps. En effet, les TTG archéens sont essentiellement juvéniles, alors que les mécanismes de recyclage dominant dans la pétrogenèse des granitoïdes tardi- et post-archéens, à la fois par la contribution directe de croûte préexistante, ainsi que l'introduction de matériel continental dans le manteau via la subduction.

L'initiation, à la fin de l'Archéen, d'une tectonique des plaques proche du régime moderne serait liée au refroidissement planétaire global. En effet, la diminution de la production de chaleur interne a probablement entraîné un « effet de seuil » dans l'évolution de différents paramètres contrôlant le comportement des plaques. En particulier, il a permis l'amincissement progressif de la croûte océanique (lui permettant d'entrer en subduction) et l'augmentation de la résistance mécanique de la croûte continentale (favorisant le développement de chaînes de collision et la différenciation intracrustale). Le fait qu'un paramètre global (le refroidissement terrestre) influe sur l'évolution de paramètres locaux explique que la transition Archéen-Protérozoïque ait eu lieu au cours d'une période assez courte (~500 Ma) à l'échelle des temps géologiques, mais de manière diachrone d'un craton à l'autre. Enfin, le refroidissement terrestre explique la diminution progressive des taux d'extraction de croûte juvénile à partir du manteau, et le fait que les processus de recyclage crustal dominant après la fin de l'Archéen.

Mots-clés : transition Archéen-Protérozoïque ; géochimie des granitoïdes ; modélisation géochimique ; sanukitoïdes ; croissance crustale ; différenciation crustale ; craton du Kaapvaal.

Extended abstract

The continental crust was continuously extracted from the mantle for at least 4000 Ma, but the processes and rates of this extraction evolved through time. In particular, the nature and composition of crustal granitoids are strikingly different before and after the Archaean-Proterozoic transition, witnessing major changes in the geodynamic processes giving rise to the continental crust. This period ranges in time between 3000 and 2500 Ma and is featured by the emplacement of a wide range of granitoid rocks that likely recorded this evolution of petrogenetic processes. In order to better constrain them, we studied these granitoids that emplaced at the northern margin of the Kaapvaal craton, in Southern Africa. This area is of specific interest because continental crust formed between 3000 and 2000 Ma, so that it is particularly relevant to study the Archaean-Proterozoic transition.

Granitoid rocks in the northern Kaapvaal craton can be classified in three distinct groups:

(1) Sanukitoids, as represented by the Bulai pluton in South Africa, are hybrid magmas that are generally thought to derive from interactions between mantle peridotite and a TTG liquid. However, study of mafic rocks from the Bulai pluton has shown that the metasomatic agent could also (i) derive from melting of terrigenous sediments, or (ii) less often be a hydrous fluid. Furthermore, geochemical modeling applied to the compositional range of sanukitoids worldwide highlighted that they can be split into two groups, depending on the hybridation process between peridotite and the incompatible element-enriched fluid or melt:

→ low-Ti sanukitoids derive from one-step hybridation between both components;

→ high-Ti sanukitoids derive from low-degree melting of a metasomatic amphibole- and phlogopite-bearing assemblage equilibrated during these interactions (two-step process).

Finally, the origin of granodiorites from the Bulai pluton provided new insights into the differentiation mechanisms of sanukitoid suites. Indeed, they are likely controlled by fractional crystallization or, less likely, by partial melting, without significant interactions with pre-existing crust. This demonstrates that sanukitoids and their post-archaeal counterparts contributed to the genesis and differentiation of the continental crust since 2500 Ma.

(2) The Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi plutons from northern Kaapvaal are representative of the “marginal” sanukitoids, which are granitoids derived from interactions between “true” sanukitoids, as defined above, and melting products of pre-existing continental crust. In the case of Kaapvaal craton, the source of this crustal end-member is represented by dry, tholeiitic amphibolites, so that the “marginal” signature of these rocks is related to affinities with A-type granites. Nevertheless, the source of the crust-derived component may be different from a craton to another (TTG or metasediments), inducing high diversity within this granitoid group. Such as “true” sanukitoids, “marginal” ones principally evolve through fractional crystallization from an intermediate to mafic magma.

(3) Some granitoids purely derive from melting of crustal lithologies, mainly TTG and, to a lower extent, metasediments and amphibolites. In South Africa, such granites are represented by the Turfloop batholith as well as small intrusions within older TTG gneisses.

The evolution of magmatic record in the northern Kaapvaal craton follows a very typical sequence. Indeed, granitoids emplaced between ~3300 and ~2800 Ma are almost exclusively TTG, derived from melting of hydrous metabasalts at various depths (15–100 km). By contrast, the whole range of granitoids described above emplaced since 2800 Ma and within a short time span (~200 Ma). The diversity of their sources and petrogenetic processes sharply contrasts with the homogeneity of TTG production during Mesoarchaeon times.

Moreover, this evolution is equally reproduced by the magmatic record within all cratons worldwide. This late-archaeon magmatism is featured by melts deriving from both recycling of pre-existing crust and enriched mantle sources, which is very typical of magmatic events taking place at the end of modern subduction-collision cycles. As a result, evolution from TTG magmatism towards the emplacement of a wide spectrum of potassic granitoids likely reflects the worldwide initiation of subduction-collision cycles between 3000 and 2500 Ma. This supports the onset of some kind of modern-style plate tectonics at that time.

This interpretation not only accounts for the secular evolution showed by the composition of granitoids, but also for the evolution of crustal extraction rate through time. Consistently, archaeon TTGs are mostly juvenile rocks, whereas recycling processes prevail in the genesis of late- and post-archaeon granitoids. Recycling mechanisms proceed both as direct contribution of continental crust and introduction of continental material within the mantle via subduction, which leads to enrichment of the latter and subsequent production of mafic to intermediate melts.

Initiation of modern-style plate tectonics at the end of the Archaeon would result from progressive and global cooling of Earth. Indeed, the diminution of heat production likely induced a threshold effect within evolution of a number of parameters controlling the behavior of lithospheric plates. In particular, cooling led to global thinning of oceanic crust, which triggered subduction, and strengthening of continental crust, thus promoting the development of collisional orogens and favoring intracrustal differentiation. Because a global parameter (cooling of Earth) controlled the evolution of many local parameters, the Archaeon-Proterozoic transition occurred within a relatively short time range at the scale of geological times (~500 Ma), but was diachronous from a craton to another. Finally, cooling of Earth also explains the waning of juvenile crust production from the mantle at the end of the Archaeon, and domination of recycling processes in the genesis of granitoid rocks after 2500 Ma.

Keywords : Archaeon-Proterozoic Transition ; granitoid geochemistry ; geochemical modeling ; sanukitoids ; crustal growth ; crustal differentiation ; Kaapvaal craton.

Remerciements

Déjà l'heure des remerciements...

Il est parfois moins difficile de trouver l'inspiration pour écrire des pages entières d'un travail de thèse que pour remercier dignement (ou pas...) toutes les personnes qui y ont contribué de près ou de loin !

En premier lieu et comme le veut la tradition, c'est avec plaisir que je remercie ceux sans qui ce travail n'aurait pu voir le jour :

Hervé, puisque je sais que tu as cet exercice en horreur, je commencerai donc par toi... Au cours des quatre dernières années, les discussions que nous avons pu avoir ont permis de faire progresser ce travail, et ton soutien, ta disponibilité, ta confiance ont permis de me faire progresser, moi. Merci de m'avoir donné l'opportunité de mener à bien ce travail, et de m'avoir permis de voyager aux quatre coins du monde dans le cadre de celui-ci. Merci aussi pour ta gentillesse, ta capacité à parler de tout et de rien, et ton humour... (si je devais reporter ici tous les jeux de mots dont tu nous as gratifiés, il me semble que cette thèse doublerait de volume...)

Régis, merci pour ta présence au quotidien et pour tout le temps et l'implication que tu as consacrées à l'encadrement de ce travail. Ta compétence et tes conseils furent précieux tout au long de ces trois ans, tout comme tes corrections minutieuses du présent manuscrit. Désolé de t'avoir embarqué dans une mission de terrain d'où tu es revenu avec des séquelles aussi douloureuses...

Jean-François, ton immense culture sur l'Archéen, les granites, la géologie en général, et tous les échanges qu'on a pu avoir à ce sujet, me furent plus que bénéfiques. Ton enthousiasme, ta passion dans ta manière d'aborder la recherche furent pour moi un exemple et une motivation supplémentaire. Sans oublier ton accueil chaleureux et les moments de franche rigolade à chaque fois que nos routes se sont croisées.

Un très grand merci à Jean-Louis Paquette, qui m'a initié avec patience, bonne humeur et dévouement aux joies des analyses in situ au laser sur les zircons, et aux secrets de la géochronologie. Merci pour tout le temps que tu as consacré à ce projet. Je suis également redevable envers Gary Stevens, de l'Université de Stellenbosch en Afrique du Sud, pour le soutien logistique et financier qu'il a apporté aux missions de terrain, et pour avoir donné son accord à l'utilisation des données et des échantillons du Master de Mafusi Rapopo. D'ailleurs, je remercie sincèrement cette dernière, qui m'a permis de découvrir d'une part le magnifique pluton de Matok sur le terrain, et d'autre part, un petit échantillon de la culture et du mode de vie des sud-africains. Au gré de mes déplacements au cours des 3 dernières années, j'ai eu la chance de rencontrer de nombreuses personnes aussi passionnantes scientifiquement qu'humainement. A ce titre, je remercie tout particulièrement celles qui ont contribué le plus largement à ce travail :

- Ewa Ślaby, pour sa gentillesse, sa compétence et son hospitalité. Grâce à elle, j'ai pu découvrir toutes les richesses de la Pologne (en termes de science, de culture et de bière)... *Dziękuję bardzo !*

- Armin Zeh, pour son invitation à Francfort, son assistance, ses connaissances lors des analyses Lu-Hf ainsi que ses bonnes adresses pour découvrir la gastronomie allemande... *Viele danke !*

- et Esa Heilimo, pour les innombrables échanges d'e-mails, mais aussi pour les bons moments passés à Vienne et dans le Pilbara. Au passage, nous sommes tous deux la preuve que l'étude des sanukitoïdes est néfaste pour les ligaments croisés. *Kiitos paljon !*

Enfin, pour les discussions stimulantes que j'ai pu avoir avec eux, je remercie John Clemens, Hugh Smithies, Dave Champion, Marc Pujol, Marcelo Oliveira, Elis Hofmann, Martin van Kranendonk, ainsi que Vojtech Janoušek dont le génial GCDKit est au géochimiste ce que le couteau suisse est au randonneur...

Je remercie également les membres du jury venus de loin, parfois même de très loin, pour évaluer et discuter de mon travail avec tant d'enthousiasme. Je pense naturellement à Bernard Bonin, ainsi qu'à Jaana Halla et Jean Bédard, que je remercie de la coopération patiente dont ils ont fait preuve lors des préparatifs de leur venue.

Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance à tous les enseignants du département de géologie à Saint-Étienne qui, en première année de Licence, m'ont communiqué la passion pour les sciences de la Terre et donné envie de me lancer dans la recherche, en particulier Jean-Yves Cottin, René-Pierre Ménot et André Giret.

Merci aussi à Valérie Bosse, qui a la patience d'attendre, depuis 4 ans, que je finisse cette fichue thèse pour qu'on puisse se remettre à bosser sur le Grand Paradis, et merci de ne pas avoir fait une crise de nerfs lorsque tu as lu le devis pour l'impression du présent manuscrit...

Une pensée pleine d'affection pour tous ces compagnons avec qui j'ai partagés les moments les plus palpitants et les jours les plus merveilleux de cette thèse : la scie, le concasseur à mâchoires, le broyeur à anneaux d'agate, le séparateur Frantz, la table à secousse et la microbilleuse. Je remercie tout particulièrement la scie qui a daigné épargner ma vie lorsqu'elle décida de rompre alors que j'étais en train de couper en deux l'échantillon MAS-01 (fichus phénocristaux de quartz). Vous allez tous beaucoup me manquer...

A ce propos, je ne remercierai jamais assez Mireille Besairie, Franck Poitud et Pierre-Jean Gauthier pour leur aide, leur confiance et leurs réparations éclair lors de mes utilisations répétées (et destructives...) des services de sciage, broyage et séparation. Sans eux, rien n'aurait été possible.

Je suis également reconnaissant à tous ceux qui m'ont apporté leur savoir-faire lors de la préparation et la réalisation des analyses chimiques. Un remerciement particulier à Chantal Bosq et Delphine Auclair, qui ont toujours été disponibles pour m'apporter leur aide et ont partagé un peu de mon travail pour les analyses isotopiques, ainsi qu'à Mhammed Benbakkar, pour m'avoir accordé son temps et sa confiance lors de la préparation des analyses ICP-AES. Je n'oublie pas non plus Jean-Luc Piro, Ivan Vlastelic, Jean-Marc Hénot et Jean-Luc Devidal, ainsi que Philippe Télouk de l'École Normale Supérieure de Lyon ; merci à tous.

Merci à mon ordinateur qui a survécu – non sans mal – à la rédaction du manuscrit et à Thierry Hamel, qui l'a sauvé des griffes d'un virus à seulement quelques mois du terme de la thèse.

Il me reste à remercier Aurélie et Mélodie-Neige, étudiantes de M1 et L3 qui, au cours de leur stage, ont apporté leur pierre (leur granite, devrais-je préciser) à l'édifice, ainsi que toutes les secrétaires du laboratoire (Marie-Christine, Cécile, Véronique, Sandrine) qui m'ont toutes apporté leur aide efficace à un moment ou à un autre au cours de cette thèse.

Vient désormais le moment le plus délicat : remercier tous mes collègues thésards, ou plutôt devrais-je dire, mes amis (c'est du moins mon point de vue, mais, vu leur comportement, je doute parfois que ce soit partagé...). Je remercie tous les Chevaliers de la PESKL : Yannick, pour m'avoir supporté pendant 5 ans, ce qui relève de l'exploit, et pour ton absence du bureau au cours des derniers mois de cette thèse, qui m'a permis de rendre le manuscrit à peu près dans les temps; Baps le Potier, mon seul compagnon ligérien (on fait avec ce qu'on a...), pour le 6-1 et pour avoir choisi le moment de ma soutenance pour prendre des vacances; Jupi, pour les arbres, les cordes, les parpaings (etc.) – désolé pour le 6-1; Piju, pour les burgers de Balmes – désolé pour le 6-1; Max, pour m'avoir ouvert les yeux sur l'irréalité de l'observatoire de Blaise Pascal; Gautier "AllNightLong", pour son pantalon rouge; Gareth, my brother-in-hair; Akhmad, for good time since M2R and your flavoured cigarettes. Merci au crew des Serial Sledders, on sait tous qu'on vaut mieux que ces fumistes à roulettes du Smooth Surge – peace. Merci aussi à Asmaa et Manu, pour la bonne musique, les dîners et les soirées jeux, et à tous ceux qui ont amené un peu de folklore étranger dans notre communauté : Deniz, Engielle, Nabaz et Gabi (oui, il paraît que la Bretagne, ce n'est pas la France...). Merci à Camille qui s'est laissé abuser par ma prestation lors du concours de barbes, Manon et sa technique très personnelle pour ouvrir les portes, et Élodie, que je n'ai aucune bonne raison de remercier, mais je le fais quand même. Bien sûr, je remercie Amélie (une fourmi qui fabrique des lapins en papier) d'être là et d'être ce qu'elle est. Enfin merci, à tous ceux qui sont concernés, d'avoir contribué à une semaine d'anthologie d'août 2011 et à l'ambiance de travail (...) au cours de ces deux ans d'open space...

Une pensée aussi pour tous les autres, Nina, Angélie, Corentin, Fanny, Hanika, Aurélien, Seb, Aude, Noël... bonne route à tous. A ceux que j'ai rencontrés ici ou ailleurs, Sylvain, Justine, Cynthia, Jonathan, merci pour toutes les discussions sur l'Archéen, la géochimie, la datation, le Kaapvaal et toutes ces sortes de choses...

Merci à toute la clique stéphanoise, qui lors de mes visites (rares – je sais !) ont contribué à ce que je me sente encore un peu plus chez moi : Arnaud, Antoine (*Schluchanchluss* !), Guillaume, le grand Simon, le petit Simon, Gautier, et bien sûr Luc, l'Abominable Homme de Bresse – je te déteste depuis 8 ans et on n'est pas prêts d'en avoir fini...

A tous les anciens du master, ceux qui sont restés à Clermont, et ceux qui sont partis mais qui sont toujours revenus à un moment où un autre, merci : Charrette ma non-amie préférée, Sandra de Cohade (ce n'est pas un titre de noblesse), Simon (bravo pour ta reconversion, touilleur de sable !), Dédé, Charlie, Rourou, Izbee, le président de l'association des hommes de moins de 20 cm d'épaisseur et ex-coloc préféré qui répond au doux nom de Machin, mais aussi Stef (check check !), Stelou, Kinou, et bien sûr mon petit Falco (tu me manques !).

A tous les stéphanois qui ont un "pote qui casse des cailloux" : Naz (mon frangin), Titi (mon jumeau) et Lauranne avec toute la famille Brehamet, Sandra et Gégé, ainsi que tout le stade Geoffroy Guichard, merci.

Hervé, tu peux respirer, il ne me reste plus que quelques lignes, mais sûrement les plus importantes comme le dit si bien l'expression consacrée – last but not least : merci à toute ma famille.

Maman et Papa, je vous dois tout et je ne vous remercierai jamais assez. Vous avez toujours été à mes côtés, vous m'avez toujours soutenu dans mes choix, et il m'est impossible d'en exprimer davantage en quelques mots. Papa, toi qui es parti quelques semaines seulement après ma soutenance, alors qu'il nous restait tant de choses à vivre ensemble, je ne t'oublie pas et je te dédie cette thèse. J'ai aussi une pensée pour mon Tonton ainsi que pour mes grands-parents, en particulier ma grand-mère paternelle et mon grand-père maternel sans qui je n'aurais jamais pu arriver jusque-là. A Marraïne, à Doudou et Sophie, à Cyrille, Gaëlle et mes petits cousins préférés qui m'ont changé les idées pendant la rédaction, et bien sûr à ma Cous' préférée et sa Cric' de maman : merci d'avoir été là, merci d'être là.

Ce travail de thèse a bénéficié de deux sources de financement principales (fonds engagés pour l'achat de matériel, une partie des missions de terrain, la préparation et l'analyse des échantillons) basées sur une coopération entre la France et l'Afrique du Sud :

→ *Le Projet International de Coopération Scientifique (PICS) n°4828 entre le CNRS en France et le NRF (National Research Foundation) en Afrique du Sud ;*

→ *La coopération scientifique !Khure entre plusieurs universités sud-africaines et françaises, dont le but est la compréhension de l'évolution de la Terre solide, ses enveloppes externes et la biosphère entre l'Archéen et aujourd'hui.*

D'autres frais (une partie des missions de terrain, les déplacements en conférences, les visites en laboratoires à l'étranger...) ont été pris en charge par les organismes suivants : l'Université de Stellenbosch (Afrique du Sud), la région Auvergne, le CNRS, l'Académie des Sciences de Pologne, l'équipe de Géochimie du Laboratoire Magmas et Volcans et l'axe transverse Terre Primitive (projet interdisciplinaire coopéré entre Clermont-Ferrand et Saint-Étienne).

Table des matières

Introduction générale	1
------------------------------	----------

Chapitre 1 : La transition Archéen-Protérozoïque	9
---	----------

1.1. Limite ou transition ?	10
1.2. Évolution du régime thermique	13
1.2.1. Température du manteau	13
1.2.2. Conséquences sur les gradients métamorphiques	16
1.3. L'enregistrement par la croûte continentale	20
1.3.1. Changements lithologiques	20
1.3.2. Évolution des styles orogéniques	24
1.3.3. Évolution séculaire de la composition de la croûte	28
1.4. Des changements atmosphériques	35
1.5. Évolution de quelques autres paramètres géologiques	38
1.6. Synthèse	42
1.7. Les causes probables	43
1.7.1. Hypothèses « discrètes »	43
1.7.2. Hypothèses « continues »	45

Chapitre 2 : Les sanukitoïdes tardi-archéens et les granites associés	47
--	-----------

2.1. Les sanukitoïdes	48
2.1.1. Définition historique	48
2.1.2. Répartition géographique	52
2.1.3. Âges de mise en place	55
2.1.4. Géologie et pétrographie	57
2.1.5. Géochimie	60
2.2. Pétrogenèse des sanukitoïdes s.s.	62
2.2.1. L'apport de la géochimie	63
2.2.2. L'apport de la pétrologie expérimentale	66
2.3. La diversité du magmatisme tardi-archéen	70
2.3.1. Deux types de sanukitoïdes : « Low-Ti » et « High-Ti »	70
2.3.2. Des sanukitoïdes « marginaux »	74
2.3.3. Des magmas non apparentés aux sanukitoïdes	78
2.3.4. Vers une nouvelle typologie ?	80
2.4. Les questions en suspens	82
2.4.1. Nature des interactions au niveau mantellique	82
2.4.2. Mécanismes de différenciation	86
2.4.3. Signification globale du magmatisme tardi-archéen	88

3.1. Le système Kaapvaal-Limpopo : vue d’ensemble	94
3.1.1. Extension latérale et verticale	94
3.1.2. Architecture	97
3.1.3. Structuration	99
3.2. Le noyau paléoarchéen de la région de Barberton	100
3.2.1. Les granitoïdes	100
3.2.2. La ceinture de roches vertes de Barberton	103
3.2.3. Structures et métamorphisme	106
3.2.4. Évolution géologique	109
3.3. Le bloc de Pietersburg	112
“Crustal growth and evolution in the northern Kaapvaal Craton inferred by LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoarchean granitoids” – <i>Article accepté à Precambrian Research.</i>	
3.4. La ceinture du Limpopo	138
3.4.1. Généralités	138
3.4.2. Les Zones Marginales	140
3.4.3. La zone centrale	144
3.4.4. Deux schémas d’évolution possibles	149

4.1. Caractérisation géologique du pluton de Bulai	151
4.1.1. Présentation générale	152
4.1.2. Lithologies et structures	153
4.1.3. Pétrographie	159
4.1.4. Composition des minéraux et conditions de mise en place	162
4.2. Pétrogenèse des roches mafiques : processus mantelliques	167
4.2.1. L’exemple du pluton de Bulai	167

“Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary” – *Article publié dans Lithos.*

4.2.2. Apport de la modélisation géochimique	187
4.3. Pétrogenèse des roches felsiques : processus crustaux	201

“Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: Insights from geochemical modeling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa” – *Article publié dans Precambrian Research.*

4.4. Synthèse	220
---------------	-----

Chapitre 5 : Pétrogenèse des sanukitoïdes « marginaux » : les plutons du groupe de Matok 223

5.1. Caractérisation géologique des plutons du groupe de Matok	224
5.1.1. Présentation générale	224
5.1.2. Lithologies et structures	226
5.1.3. Pétrographie	234
5.1.4. Composition des minéraux	239
5.1.5. Conditions de mise en place	242
5.2. “The diversity and significance of late-archaeon magmatism: origin of “marginal sanukitoids” from the Matok pluton, northern Kaapvaal craton (South Africa)”	245
<i>Article en préparation</i>	
5.2.1. Introduction	245
5.2.2. Geological setting	247
5.2.3. Analytical procedures	249
5.2.4. Geology of the Matok pluton	251
5.2.5. Geochemistry	254
5.2.6. Discussion: origin of the Matok diorites	261
5.2.7. Geological implications	270
5.2.8. Conclusions	278
5.3. “Petrogenesis of late-Archaeon, oxidized ferroan granites in the northern Kaapvaal craton (South Africa) and implications for the nature of crustal recycling processes”	280
<i>Article en préparation</i>	
5.3.1. Introduction	280
5.3.2. Geological setting	282
5.3.3. Geology of the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons	284
5.3.4. Analytical techniques	289
5.3.5. Geochemistry	291
5.3.6. Petrogenesis of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids	298
5.3.7. Discussion	308
5.3.8. Summary and conclusions	313
5.4. Synthèse	314

Chapitre 6 : Évolution géodynamique à la marge Nord du craton du Kaapvaal 317

6.1. Introduction	318
6.2. Les granitoïdes du bloc de Pietersburg	319
6.2.1. Les TTG	320

6.2.2. Les granitoïdes de « type T »	322
6.2.3. Les granitoïdes de « type M »	325
6.2.4. Comparaison géochimique entre les trois types de granitoïdes	327
6.3. L'évolution de l'enregistrement magmatique	333
6.3.1. Données géochronologiques	333
6.3.2. Évolution des sources et des processus pétrogénétiques	336
6.3.3. Vers un contrôle structural prédominant	343
6.4. Un modèle géodynamique global	347
6.4.1. 3400–3000 Ma : formation et différenciation locale de croûte océanique	347
6.4.2. 3000–2950 Ma : convergence et accréation à la marge Nord du craton	349
6.4.3. 2950–2800 Ma : déformation et différenciation interne	351
6.4.4. 2800–2750 Ma : convergence et subduction	352
6.4.5. 2750–2600 Ma : collision, exhumation et stabilisation	354
6.4.6. Synthèse	357
6.5. Comparaison avec un contexte géodynamique moderne : l'exemple du Massif Central Français (MCF)	358
6.5.1. Synthèse de l'évolution du MCF	358
6.5.2. Points communs	362
6.5.3. Différences	365
6.5.4. Bilan	369

Chapitre 7 : magmatisme et changements géodynamiques à la fin de l'Archéen

371

7.1. Nature des changements géodynamiques à la fin de l'Archéen	371
7.1.1. Le magmatisme tardi-archéen : une synthèse	371
7.1.2. Une évolution diachrone mais systématique	374
7.1.3. L'initiation de cycles de subduction-collision « modernes »	378
7.2. Conséquences pour l'évolution de la croûte continentale	384
7.2.1. La formation des premiers supercontinents ?	384
7.2.2. L'évolution des taux de croissance crustale	387
7.2.3. Rôle dans les processus de « cratonisation »	390
7.3. Origine des changements géodynamiques	393
7.3.1. Amincissement des plaques océaniques	393
7.3.2. Évolution du volume et de la rhéologie de la croûte continentale	395
7.3.3. Diminution de la productivité de croûte juvénile	397
7.3.4. Une hypothèse unificatrice : le refroidissement terrestre	399
7.3.5. Liens avec les autres témoins de l'évolution géodynamique	401
7.4. Un modèle d'évolution de la croûte continentale	403
7.4.1. Processus archéens	403
7.4.2. Évolution à la transition Archéen-Protérozoïque	406
7.4.3. Évolution entre le Protérozoïque et l'actuel	408

Conclusion générale	411
1. L'origine des sanukitoïdes	412
2. Les autres magmas tardi-archéens	413
3. L'évolution spatio-temporelle du magmatisme tardi-Archéen	414
4. L'initiation de la tectonique des plaques moderne	415
Bibliographie générale	417
Annexe 1 : Méthodes et techniques analytiques	441
A1.1. Sciage et broyage	441
A1.2. Analyse des éléments majeurs	442
A1.2.1. Perte au feu	442
A1.2.2. Mise en solution	444
A1.2.3. Analyse	445
A1.2.4. Fiabilité des mesures	446
A1.3. Analyse des éléments en trace	448
A1.3.1. Mise en solution	448
A1.3.2. Analyse	450
A1.3.3. Fiabilité des mesures	453
A1.3.4. Nettoyage du matériel	456
A1.3.5. Procédure utilisée par AcmeLabs	456
A1.4. Analyses isotopiques Sm–Nd	459
A1.4.1 Mise en solution et séparation chimique	460
A1.4.2. Analyse	462
A1.4.3. Traitement des données	465
A1.4.4. Fiabilité des mesures	468
A1.5. Datation U–Pb sur zircons séparés	470
A1.5.1. Séparation des zircons et préparation des plots	470
A1.5.2. Obtention d'images par cathodoluminescence	471
A1.5.3. Analyse par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS)	472
A1.5.4. Traitement des données	474
A1.5.5. Fiabilité des mesures	475
A1.6. Analyse de la composition en éléments majeurs des minéraux	476
Annexe 2 : Compilation des coefficients de partage	479
Annexe 3 : Position GPS des sites d'échantillonnage	485
Annexe 4 : Tableaux de données géochimiques	489

« De nos jours, l'opinion généralement admise, l'hypothèse populaire est que la cause première de tous les phénomènes que nous venons d'étudier se trouve dans le feu central de la Terre (...). Ce feu central (...) me semble une grande et ingénieuse conception ; je dirai même qu'en admettant cet aperçu de l'esprit comme une réalité, une série de grands phénomènes s'expliquent aisément, et qu'en présence d'un si formidable agent de la vie planétaire, on éprouve je ne sais quel sentiment d'admiration, d'étonnement, de respect.

(...)

Ce qui est certain, ce qui est d'observation, c'est que la chaleur va en croissant à mesure que l'on pénètre plus profondément dans l'intérieur de la Terre ; mais cette progression est-elle indéfinie ? Personne ne pourrait l'affirmer, on devrait, ce me semble, dire simplement qu'il existe au sein de la Terre une intarissable, une immense source de calorique. Cela est incontestable et suffit pour expliquer les grands soubresauts de l'écorce terrestre tels que les volcans et les tremblements de terre. (...) Sans rechercher la source mystérieuse de la chaleur terrestre, je vois donc dans cette chaleur la force dont émane [ces] phénomènes.

(...)

Les effluves du calorique souterrain transforment en vapeur les eaux qui pénètrent dans les profondeurs, dilatent les gaz souterrains et surtout, mettent en fusion les couches rocheuses, d'une façon à peine imaginable. Les éruptions volcaniques ne sont sans doute que les expressions les plus épidermiques de ces phénomènes. Il est à penser que, dans les profondeurs les plus inaccessibles de l'écorce terrestre elle-même (...), les mouvements des masses ignées parlent un langage dont les bribes nous parviennent, mais qui resteront comme un mystère pour encore bien des générations. »

Arnold Boscowitz, « *Les Volcans* », chapitre final (« *La Cause des Volcans* »), 1886

Introduction générale

Depuis sa formation à partir de l'accrétion de corps parents chondritiques, la Terre a subi des processus de différenciation, principalement associés à l'évacuation de l'énergie thermique qu'elle a produite au cours du temps. Ces processus ont conduit à la structure actuelle de notre planète, constituée de plusieurs couches dont la composition chimique et les propriétés physiques sont bien distinctes. Comme la plupart des autres planètes telluriques du Système Solaire, la Terre possède un noyau principalement constitué de fer et nickel, un manteau silicaté et magnésien ainsi qu'une couche externe mafique (la croûte océanique). En revanche, elle se distingue des autres astres du Système Solaire interne par la présence d'une croûte continentale relativement épaisse (~30 km) et de composition plus felsique que son homologue océanique (Figure 1.1). Ainsi, la croûte continentale terrestre, cible de ce travail, constitue une singularité du Système Solaire interne et comprendre sa genèse est primordial pour comprendre les mécanismes de différenciation des enveloppes externes solides de notre planète.

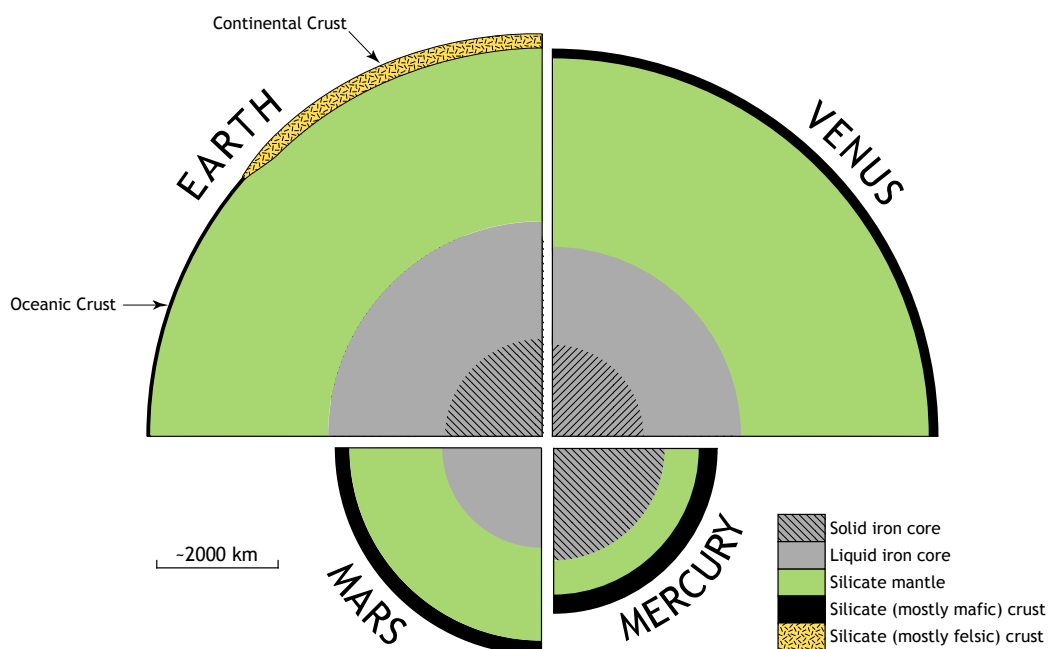


FIGURE 1.1 : Comparaison des structures internes des 4 principales planètes telluriques du Système Solaire. L'épaisseur des croûtes silicatées n'est pas à l'échelle pour une planète donnée, mais leur épaisseur relative d'une planète à l'autre est respectée. Les épaisseurs sont approximatives pour les planètes autres que la Terre, du fait du manque de données.

La séparation entre le noyau et le manteau s'est vraisemblablement déroulée très rapidement après l'accrétion terrestre. Il a été possible de la dater avec précision grâce à des méthodes basées sur des radioactivités éteintes, en particulier le couple $^{182}\text{Hf}/^{182}\text{W}$: en effet, le ^{182}Hf possède une très courte demi-vie (9 Ma) et présente une affinité pour les silicates mantelliques (élément lithophile) alors que le ^{182}W sera préférentiellement incorporé dans le métal du noyau du fait de son caractère modérément sidérophile (Lee & Halliday, 1995). Ainsi, les études basées sur ce couple isotopique ont démontré que la formation du noyau a eu lieu très précocement, probablement dans les 30 premiers millions d'années de l'histoire de la Terre (Kleine *et al.*, 2002 ; Schoenberg *et al.*, 2002).

Par opposition à cette différenciation très rapide du manteau et du noyau, la genèse de la croûte continentale est un processus globalement continu durant l'histoire de la Terre. Il s'en forme toujours à l'heure actuelle, et, du fait de sa bonne préservation par rapport à la croûte océanique, elle a enregistré plus de 4 milliards d'années d'histoire géologique pratiquement sans discontinuer. En effet, les plus vieilles roches connues proviennent de la ceinture de roches vertes de Nuvvuagittuq, au nord du Québec, datées à ~ 4.28 Ga par la méthode $^{146}\text{Sm}/^{142}\text{Nd}$ (O'Neil *et al.*, 2008), mais il s'agit de roches mafiques (amphibolites). Le matériel typiquement crustal (*i.e.* de composition felsique) le plus ancien est représenté par les gneiss d'Acasta, affleurant dans l'ouest du craton de l'Esclave (Slave Craton), datés à ~ 4.03 Ga (Bowring & Williams, 1999). Les zircons de Jack Hills (Australie), dont certains ont entre 4.0 et 4.4 Ga (Wilde *et al.*, 2001), contiennent des inclusions de quartz et de feldspath potassique indiquant qu'ils ont cristallisé à partir d'un magma granitique (Maas *et al.*, 1992). Bien que toujours sujette à controverse, cette interprétation montre que la différenciation de la croûte continentale a potentiellement débuté dans les premières centaines de millions d'années après l'accrétion, et se poursuit donc toujours aujourd'hui.

De plus, Hofmann (1988) a démontré que la croûte continentale et le manteau appauvri source des basaltes de ride médio-océanique (Mid-Ocean Ridge Basalts ou MORB) étaient chimiquement complémentaires. En particulier, la Figure 1.2 montre que tous les éléments incompatibles sont enrichis dans la croûte par rapport au manteau primitif, alors qu'ils sont tous appauvris dans le manteau supérieur. De plus, ces deux réservoirs montrent des concentrations qui sont, en général, inversement proportionnelles : plus l'élément est concentré dans la croûte, moins il l'est dans le manteau supérieur. Ces caractéristiques

suggèrent que la différenciation de la croûte continentale résulte, en première approximation, d'un processus d'extraction à partir du manteau terrestre. Dans la mesure où la croûte continentale a été extraite du manteau, il convient de se demander pourquoi elle ne présente pas les mêmes caractéristiques de la croûte océanique, qui provient de la même source. En effet, cette dernière est principalement constituée de roches mafiques ignées, comme en témoigne sa composition moyenne basaltique, alors que la croûte continentale est de composition globalement andésitique (60.2 wt.% SiO_2 ; Rudnick & Gao, 2003) et est constituée d'un plus large spectre de matériaux géologiques (roches plutoniques et volcaniques couvrant une large gamme de composition, roches sédimentaires, et tous leurs équivalents métamorphiques).

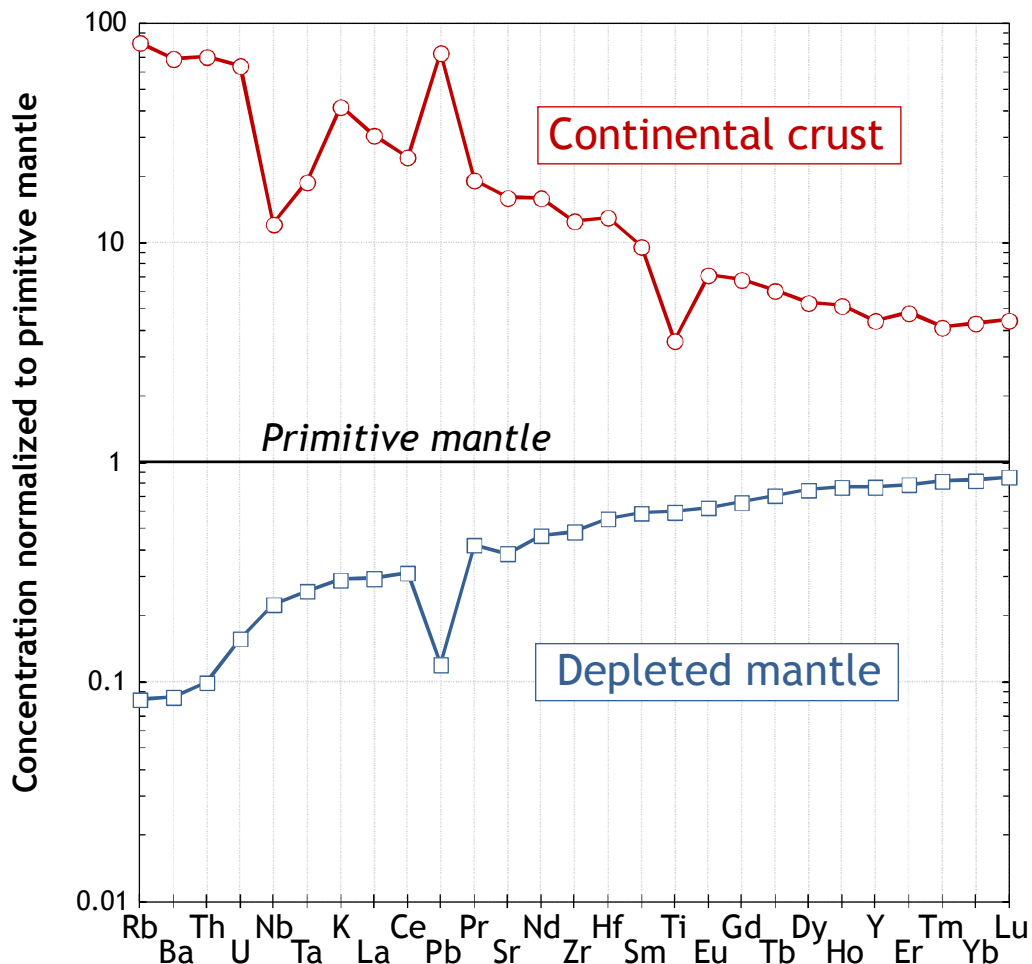


FIGURE 1.2 : Concentrations en éléments en traces incompatibles de la croûte continentale (valeurs recommandées par Rudnick & Gao, 2003) et du manteau primitif (valeurs recommandées par Workman & Hart, 2005) normalisées aux concentrations du manteau primitif (valeurs de McDonough & Sun, 1995). On notera la complémentarité des spectres ainsi que de l'anomalie en Pb.

En particulier, la croûte continentale est principalement composée de granitoïdes, c'est-à-dire de matériaux plutoniques quartzo-feldspathiques. Etant donné leur richesse en SiO_2 (>60 pds.%), ceux-ci ne sont pas à l'équilibre avec une péridotite mantellique, et n'ont donc pas été directement extraits du manteau. Par conséquent, il apparaît que la croûte continentale elle-même a subi des processus de différenciation consécutifs à son extraction du manteau (ou contemporains de celle-ci). Les mécanismes de cette « différenciation intracrustale » sont d'ailleurs encore mal compris. Elle est vraisemblablement magmatique, c'est-à-dire par fusion ou cristallisation de matériel basaltique d'origine mantellique (*e.g.* Rudnick, 1995), mais cela implique le recyclage d'une partie du résidu de fusion ou du cumulat dans le manteau, la composition du magma évoluant alors de basaltique à andésitique ou granodioritique. Alternativement, la croûte continentale serait issue de la différenciation non pas de basaltes mais d'andésites (*e.g.* Kelemen, 1995), auquel cas il n'est pas nécessaire d'ajouter ou retrancher quoi que ce soit pour justifier de sa composition globale.

De plus, il est admis depuis plusieurs décennies, consécutivement à l'étude du rapport entre production juvénile et recyclage crustal au cours du temps, que le taux d'extraction de la croûte continentale n'a pas été constant durant toute l'histoire de la Terre (*e.g.* Taylor & McLennan, 1985). En particulier, les différents modèles prédisent que la majorité (>50%) du volume de la croûte a été extrait du manteau entre 4.5 et 2.5 Ga (Figure 1.3). D'autre part, la répartition statistique des âges obtenus sur des zircons provenant de matériaux juvéniles présente plusieurs pics, notamment à 2.7, 1.9 et 1.1 Ga (Condie, 1998). Ceci reflèterait une croissance épisodique de la croûte continentale, associée à l'assemblage de supercontinents (Condie & Aster, 2010), plutôt qu'une extraction continue dans le temps. Par ailleurs, l'évolution séculaire de la nature des granitoïdes crustaux indique que les mécanismes de formation de la croûte continentale ont changé, à l'échelle globale, à la fin de l'Archéen (*e.g.* Taylor & McLennan, 1995). En effet, la majorité des granitoïdes archéens appartiennent à la série TTG (pour Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite), dont la composition et la pétrogenèse sont bien distinctes de celles des matériaux juvéniles mis en place à partir du Protérozoïque (Martin, 1986). Il convient de noter que l'évolution de la nature des granitoïdes crustaux n'est pas le seul indice de ces changements : l'enregistrement géologique global entre l'Archéen et le Protérozoïque (évolution des lithologies, gradients métamorphiques, structures, composition des roches sédimentaires, paramètres atmosphériques...) atteste que la transition

entre ces deux éons représente une période de changements géodynamiques majeurs dans l'histoire de la Terre.

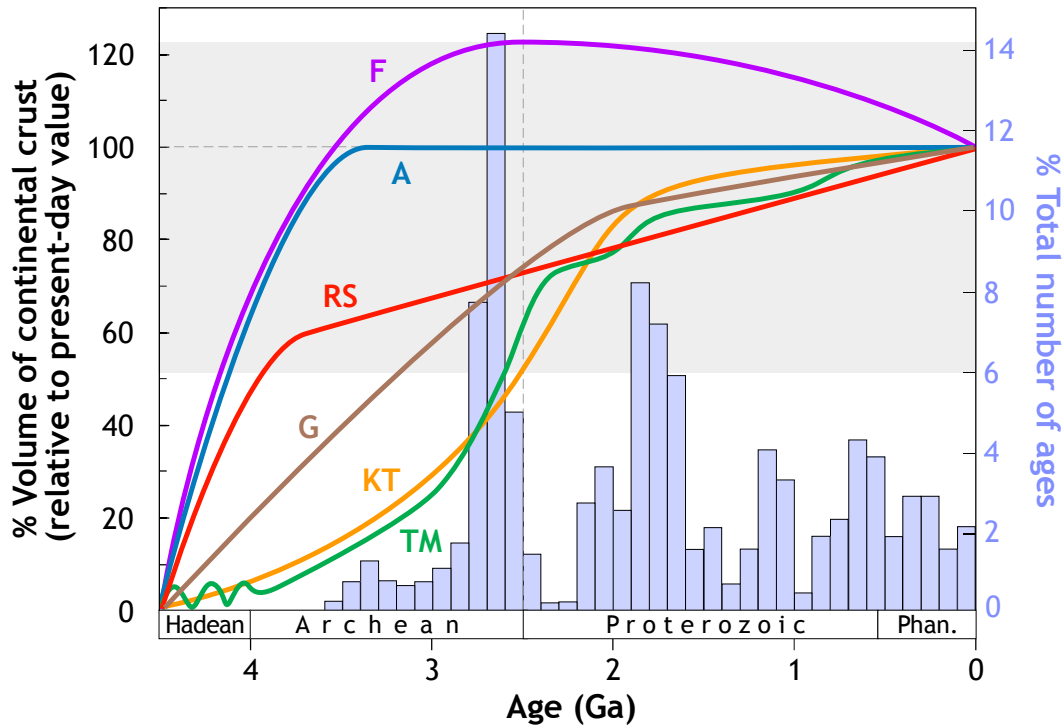


FIGURE 1.3 : Comparaison entre les différents modèles de croissance crustale (courbes colorées) : F=Fyfe (1978) ; A = Armstrong (1981) ; RS = Reymer & Schubert (1984) ; KT = Kramers & Tolstikin (1997) ; TM = Taylor & McLennan (1985, 1995) ; G = Guitreau (2012). Le champ en grisé correspond au volume de croûte prédit par les différents modèles à la fin de l'Archéen (~50–120%). En bleu, est représenté l'histogramme de distribution des âges U–Pb des matériaux crustaux juvéniles, définissant plusieurs « pics » caractéristiques d'une croissance épisodique (Condie & Aster, 2010). A noter que les modèles prédisant une croissance rapide avant 3 Ga (F, A, RS) sont peu compatibles avec ces données.

Il est important de noter que la fin de l'Archéen (entre 3.0 et 2.5 Ga) est aussi marquée par la mise en place, dans tous les cratons à travers le globe, de granitoïdes potassiques habituellement regroupés, dans la description des lithologies archéennes, sous le terme quelque peu réducteur de « granites tardifs », et interprétés comme reflétant le recyclage de la croûte archéenne préexistante. Ces considérations ne reflètent pas la diversité pétrographique et géochimique de ces granitoïdes, qui représentent clairement les témoins de l'évolution géodynamique de cette époque : en particulier, il s'agit de matériaux potassiques ($K_2O/Na_2O > 1$) alors que la majorité des granitoïdes archéens (TTG) sont de composition sodique ($K_2O/Na_2O < 1$). Certains d'entre eux présentent également des caractéristiques

transitionnelles, en termes d'âge donc, mais aussi en termes de composition chimique, entre les TTG et les granitoïdes mis en place à partir du Protérozoïque. Il s'agit des sanukitoïdes, un groupe de roches très particulier ayant fait l'objet d'un intérêt croissant au cours des deux dernières décennies sous la forme de nombreuses publications (*e.g.* Shirey & Hanson, 1984 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991 ; Rapp *et al.*, 1999, 2003, 2010 ; Smithies & Champion, 2000 ; Martin *et al.*, 2005, 2009 ; Heilimo *et al.*, 2010). Ainsi, ces « granites tardifs » sont vraisemblablement beaucoup plus diversifiés que l'on ne le pensait au premier abord, mais à part pour les sanukitoïdes, peu d'études détaillées rendent compte de cette diversité et de sa signification pour l'évolution géodynamique de la fin de l'Archéen.

En conséquence, le but de ce travail de thèse est de répondre à certaines interrogations soulevées tout au long de cette introduction, et plus particulièrement d'éclaircir les points suivants :

- La pétrogenèse de ces magmas particuliers que sont les sanukitoïdes est bien contrainte dans les grandes lignes. Toutefois, certains détails restent obscurs, notamment en ce qui concerne les mécanismes d'hybridation participant à leur genèse au niveau mantellique, ainsi que leur processus de différenciation au niveau de la croûte. Ces derniers ont d'ailleurs leur importance pour comprendre la différenciation de la croûte elle-même, puisque la composition moyenne des sanukitoïdes est très proche de celle de la croûte continentale dans sa globalité (Tatsumi, 2008).

- D'un point de vue plus global, la définition des sanukitoïdes ne cesse de s'élargir depuis qu'elle a été originellement formulée (Shirey & Hanson, 1984) et tend aujourd'hui à englober de nombreux granitoïdes potassiques tardi-archéens. Il est donc important de déterminer dans quelle mesure cette extension est correcte. Pour répondre à cette question, il convient d'étudier la pétrogenèse de l'ensemble de ces magmas afin de clarifier la typologie du magmatisme tardi-archéen.

- L'origine des changements pétrogénétiques de la fin de l'Archéen, et leurs implications pour l'évolution des mécanismes de différenciation de la croûte continentale, sont encore mal compris. L'évolution spatio-temporelle du magmatisme tardi-archéen, dans un craton donné d'une part, et à l'échelle globale d'autre part, peut nous aider à mieux comprendre les changements géodynamiques qui caractérisent cette période.

Pour répondre à ces questions, nous nous sommes intéressés aux granitoïdes tardi-archéens du nord du craton du Kaapvaal et de la ceinture du Limpopo (Afrique du Sud). Le choix de cette zone d'étude est d'abord justifié par des motivations d'ordre scientifique (les âges de ces terrains s'étalent entre 3600 et 2000 Ma, donc entre l'Archéen et le Protérozoïque, et les granitoïdes y présentent une diversité propice aux objectifs de cette étude) mais également logistique (de nombreux plutons sont concentrés dans une zone géographique relativement restreinte et très facile d'accès). Par ailleurs, le craton du Kaapvaal est réputé pour sa stabilisation précoce au cours de l'Archéen (vers ~3.1 Ga) et, de ce fait, les processus tardi-archéens responsable de la croissance crustale aux marges du craton sont assez mal contraints. Par conséquent, ce travail peut aussi contribuer à mieux comprendre l'évolution de la croûte continentale archéenne du craton du Kaapvaal.

La présente thèse est organisée en plusieurs chapitres, visant chacun à répondre à une des grandes questions mentionnées ci-avant :

- La première partie (Chapitre 1) a pour but de caractériser avec le plus de précision possible les changements géodynamiques survenus à la transition Archéen-Protérozoïque et leurs conséquences sur l'enregistrement géologique. Cette synthèse bibliographique s'inspire en partie de celles publiées par Taylor (1987), Windley (1984b) ou plus récemment, Stern (2008), Ernst (2009) et Condie & O'Neill (2010).

- Le Chapitre 2 est une synthèse des 25 dernières années de recherche sur le thème des sanukitoïdes et des granitoïdes potassiques qui leur sont associés, cibles de la présente étude. J'y aborderai les problèmes de classification dont ces roches font l'objet ainsi que les incertitudes qui planent encore sur leur pétrogenèse.

- Afin d'introduire le contexte géologique de ce travail, le Chapitre 3 résume les grandes étapes de la construction du craton du Kalahari dont font partie le bloc du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo. Cette histoire géologique est complétée par un article (accepté à *Precambrian Research*) présentant de nouvelles données géochronologiques sur les granitoïdes de la marge nord du craton.

- Le Chapitre 4 concerne les sanukitoïdes au sens strict, représentés dans mon secteur d'étude par le pluton de Bulai, intrusif dans la Zone Centrale de la ceinture du Limpopo. La pétrogenèse de ses termes mafiques d'une part, et felsiques d'autre part, sont traitées dans deux articles, le premier publié dans *Lithos* (2011, n°123, pp. 73–91) et le second dans

Precambrian Research (doi : 10.1016/j.precamres.2012.07.004). Ces données permettent d'éclaircir respectivement les processus mantelliques et crustaux à l'origine des sanukitoïdes ainsi que les mécanismes de différenciation intracrustale à l'œuvre depuis la fin de l'Archéen.

- Les granitoïdes potassiques tardi-archéens ne faisant pas partie du groupe des sanukitoïdes selon la définition originale, mais présentant des affinités avec eux, sont étudiés dans le Chapitre 5. Ces granitoïdes sont représentés par les plutons de Matok, Mashashane, Matlala et Moletsi. Ceux-ci font l'objet d'une étude qui suit le même schéma que les sanukitoïdes au sens strict et s'articule autour de deux articles en préparation : le premier s'intéresse aux termes mafiques de ces suites magmatiques et leurs relations avec les sanukitoïdes, le second se penche sur leurs mécanismes de différenciation et leurs conséquences pour l'évolution crustale.

- Dans le Chapitre 6, une synthèse de l'évolution spatio-temporelle du magmatisme sur la marge nord du craton du Kaapvaal est proposée. Elle se base sur les données géochimiques et géochronologiques acquises dans le cadre de ce travail et présentées, pour partie, dans les Chapitres 3 et 5, ainsi que la présentation des granitoïdes de la zone d'étude qui ne sont pas rattachés au groupe des sanukitoïdes.

- Le Chapitre 7 consiste en une discussion générale basée sur la typologie du magmatisme tardi-archéen, son évolution spatio-temporelle au sein du craton du Kaapvaal (Chapitre 6) et dans le monde, et ses implications pour la compréhension des changements géodynamiques de cette période. A l'issue de cette partie, nous proposons un modèle d'évolution global des mécanismes d'extraction de la croûte continentale à partir du manteau, entre l'Archéen et aujourd'hui.

Chapitre 1

La transition Archéen-Protérozoïque

Ce chapitre résume des travaux effectués durant les trois dernières décennies, basés sur des comparaisons des données structurales, lithologiques, pétrographiques et géochimiques de la croûte continentale entre l'Archéen et le Phanérozoïque. D'une façon générale, ces études ont clairement révélé que ces caractéristiques n'ont pas subi une évolution « brutale » à la fin de l'Archéen, mais que leurs changements sont plutôt progressifs tout au long de l'histoire de la Terre (Figure 1.4). En ce sens, la notion de « transition Archéen-Protérozoïque » est quelque peu conceptuelle, dans la mesure où selon l'enregistrement géologique considéré, on obtient des âges différents pour cette transition.

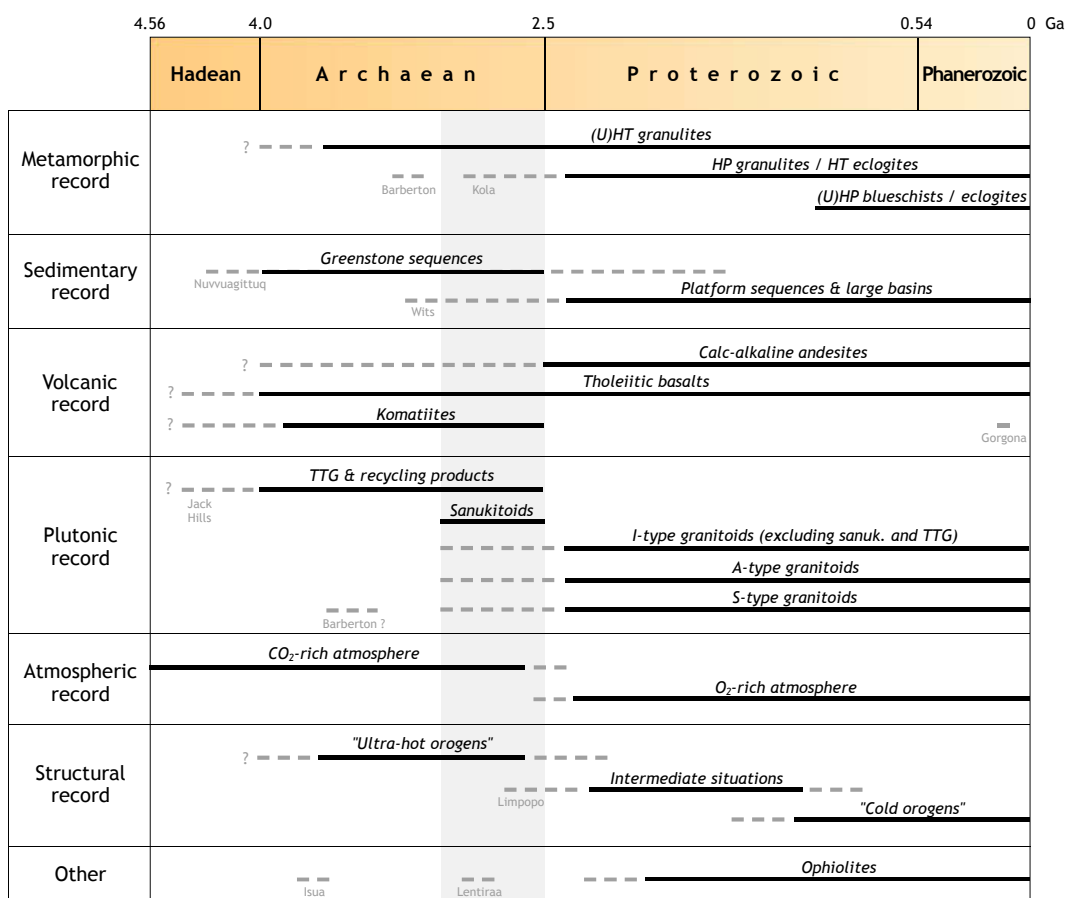


FIGURE 1.4 : Frise chronologique résumant les évolutions séculaires de quelques enregistrements géologiques. En pointillés : présence incertaine, ou avérée mais à caractère local. Le champ grisé représente la gamme d'âge de la transition Archéen-Protérozoïque (voir Section 1.1).

Toutefois, la plupart des données géologiques montrent une évolution rapide, ou majeure, au cours d'une période relativement restreinte centrée autour de 2500 Ma, c'est-à-dire la limite stratigraphique entre l'Archéen et le Protérozoïque (Figure 1.4). Ainsi en va-t-il des variations à long terme de la composition de la croûte continentale, qui reflètent directement ses mécanismes d'extraction à partir du manteau, intérêt majeur de ce travail. De plus, force est de constater que même si l'évolution de la croûte continentale protérozoïque se distingue parfois de celle de son homologue phanérozoïque, les deux sont toujours très différentes de l'enregistrement géologique archéen qui présente ses caractéristiques propres, ce qui démontre donc l'existence d'une évolution géodynamique importante à la fin de l'Archéen.

1.1. Limite ou transition ?

La distinction entre les éons de l'Archéen et du Protérozoïque est avant tout une limite stratigraphique de l'échelle des temps géologiques. Historiquement, son origine est liée à l'existence systématique, dans la plupart des cratons à travers le monde, d'une discontinuité lithologique majeure (Windley, 1984). Celle-ci sépare un « socle » métamorphique ou plutonique d'une part, de vastes bassins sédimentaires d'autre part. Ces derniers sont généralement dominés par des séquences volcano-détritiques avec à leur base des niveaux plus ou moins puissants de conglomérats, souvent uranifères (Windley, 1984), voire aurifères (d'où l'expression de « *golden Proterozoic* », introduite par Tankard *et al.*, 1982). Plus généralement, elle correspond donc à une période d'inactivité géologique prolongée de plus de 250 Ma (Condie *et al.*, 2009), au cours de laquelle a eu lieu l'exhumation, l'érosion et la stabilisation des roches endogènes archéennes.

L'âge de cette discordance a fait l'objet de nombreuses études menées par des commissions stratigraphiques à la fin des années 1970. Aux États-Unis, l'USGS (*United States Geological Survey*) d'une part, et le « Working Group on Precambrian for the US and Mexico » d'autre part, fournirent respectivement des âges de 2600 et 2500 Ma (Harrison and Peterman, 1980). Sur la base de la stratigraphie du Précambrien en URSS, leurs homologues russes décidèrent d'un âge similaire de 2600 ± 100 Ma (Semikhatov, 1981). Finalement, ce fut la Commission Internationale sur la Stratigraphie Précambrienne (ICPS) qui trancha pour fixer l'âge de la limite à 2500 Ma (James, 1978; Plumb and James, 1986). Si cette datation est

toujours de rigueur, la définition de la limite Archéen-Protérozoïque comme une discontinuité lithologique ne fut appliquée que jusqu'au tout début des années 1990. Dans cette optique, des études furent conduites dans la plupart des cratons afin d'identifier la discordance la plus à même de représenter la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque (APB pour « *Archaean-Proterozoic boundary* »). Le choix s'orientait généralement sur la base des séquences sédimentaires dont les premiers dépôts étaient de préférence conglomératiques et datés à ~2500 Ma. Ainsi, au sein du craton du Kaapvaal en Afrique du Sud, Cheney *et al.* (1990) identifièrent deux candidats potentiels : la base du groupe de Pniel (supergroupe de Ventersdorp) ou celle du supergroupe du Transvaal (Figure 1.5).

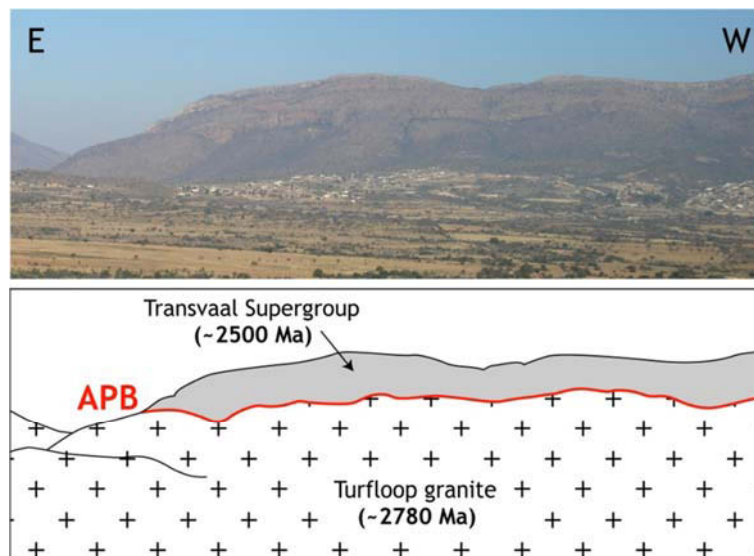


FIGURE 1.5 : Photo-interprétation de l'un des candidats proposés par Cheney *et al.* (1990) pour représenter la limite Archéen-Protérozoïque (APB) en Afrique du Sud : la base du supergroupe du Transvaal, discordant sur le granite archéen de Turfloop au sud de Polokwane. (photo O.L.)

Cependant, leur difficulté à trancher entre les deux, ainsi que l'existence de nombreuses autres discordances plus anciennes (c'est-à-dire d'âge archéen, selon la définition), amenèrent Cheney *et al.* (1990) à suggérer que la limite stratigraphique entre l'Archéen et le Protérozoïque ne reflétait pas forcément la réalité « géologique ». En d'autres termes, cet âge de 2500 Ma pourrait bien être arbitraire, et la limite Archéen-Protérozoïque serait ainsi diachrone d'un craton à l'autre (voire même au sein d'un même craton). Une étude plus globale de la chronostratigraphie de quelques cratons majeurs révèle que cette hypothèse est largement vérifiée. Au sein de la Province du Supérieur au Canada, l'enregistrement

Protérozoïque débute par le dépôt du supergroupe de l'Huronien dont les rhyolites de Copper Cliff, datées à 2460 ± 20 Ma (Card *et al.*, 1984), constituent la base. Cet âge coïncide bien avec l'âge stratigraphique défini dans les années 1980, mais il en est tout autrement en ce qui concerne le craton du Pilbara, en Australie, où la discordance est vraisemblablement représentée par la base du bassin de Hamersley (le groupe de Fortescue), dont la mise en place aurait débuté vers ~ 2750 Ma (Blake & Groves, 1987 ; Barley, 1997). Enfin, pour en revenir à l'Afrique du Sud, les premiers bassins sédimentaires déposés sur les granitoïdes et ceintures de roches vertes du craton du Kaapvaal ont près de 3000 Ma. Il s'agit des dépôts du supergroupe de Pongola (Button *et al.*, 1981) et du bassin aurifère du Witwatersrand (Brandl & de Wit, 1997).

Qui plus est, l'apparente « brutalité » qu'implique la définition de la limite Archéen-Protérozoïque ne semble pas traduire l'évolution tardive de tous les cratons archéens du globe. Pour reprendre l'exemple du craton du Kaapvaal, celui-ci est marqué par une période transitionnelle de plus de 500 millions d'années, entre ~ 3000 et ~ 2500 Ma, où des processus caractérisant généralement les boucliers protérozoïques (développements de grands bassins sédimentaires associés à un rifting) côtoient des mécanismes typiquement archéens (collage de blocs crustaux aux marges du craton). Ainsi, en plus de ne pas être synchrone en tous points du globe, la limite entre l'Archéen et le Protérozoïque possède clairement un caractère transitionnel. Ces observations ont conduit Windley (1984) à la définir comme une « transition diachrone », plus communément appelée « transition Archéen-Protérozoïque » (TAP ou APT en anglais). Taylor & McLennan (1995) en ont précisé la définition, indiquant qu'il s'agit de la période de cratonisation (stabilisation) de chaque bloc continental archéen, dont l'âge peut varier de l'un à l'autre et s'étale entre 3200 et 2500 Ma.

Mais la TAP ne se résume pas simplement à l'âge et à la vitesse de la stabilisation tectonique de chaque craton. Depuis trois décennies, la comparaison d'une variété d'enregistrements géologiques entre l'Archéen et le Protérozoïque a révélé que cette période est avant tout marquée par des changements fondamentaux dans les mécanismes géodynamiques globaux. Ceux-ci, détaillés dans la section suivante, justifient davantage la délimitation entre l'Archéen et le Protérozoïque que l'existence d'une discordance stratigraphique, qui n'est finalement que l'une des conséquences de ces changements géodynamiques à l'échelle planétaire.

1.2. Évolution du régime thermique

1.2.1. Température du manteau

L'énergie cinétique des planétésimaux accumulée lors de l'accrétion terrestre et la chaleur latente de cristallisation du noyau contribuent pour une petite partie (~10%) à la production de chaleur interne de notre planète. La majorité provient en effet de l'énergie fournie par la désintégration d'éléments radioactifs (en particulier les isotopes radioactifs à longue période : ^{40}K , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U). D'un autre côté, la tectonique des plaques, le magmatisme et l'hydrothermalisme associé (qui ont opéré durant toute l'histoire de la Terre, sous différentes formes) ainsi que le flux de chaleur interne sont des manifestations évidentes de l'évacuation de cette énergie. Ainsi, le bilan thermique terrestre est gouverné par le rapport entre production et perte de chaleur, qui peut être exprimé sous la forme du nombre d'Urey : $\text{Ur}(0) = H_m(0) / Q(0)$ (Korenaga, 2008a) où $H_m(0)$ est la production de chaleur du manteau convectif et $Q(0)$ le flux sortant de celui-ci (en Watts). Ce dernier peut être directement mesuré, et la production de chaleur du manteau est simplement calculée en retranchant la production de chaleur de la croûte continentale à celle de la terre totale. De cette manière, on obtient un nombre d'Urey actuel de l'ordre de $\text{Ur}(0) = 0.23 \pm 0.15$ (Korenaga, 2008a).

Cette valeur du nombre d'Urey, inférieure à 1, démontre que la Terre perd davantage de chaleur qu'elle n'en produit. Par conséquent, il est raisonnable de considérer que la Terre archéenne était « plus chaude » qu'aujourd'hui, et notamment que la température potentielle du manteau (T_p) était plus élevée (Richter, 1985, 1988). Cette notion peut également être appréhendée très intuitivement : l'activité des radionucléides décroissant de manière exponentielle avec le temps, elle était naturellement plus élevée à l'Archéen qu'à l'heure actuelle et donc, la production de chaleur était plus importante, d'un facteur 2 à 4 (Lambert, 1976 ; Figure 1.6a). La conséquence directe d'une température mantellique plus élevée est représentée par la genèse, à l'Archéen, de magmas beaucoup plus riches en MgO que les basaltes modernes. En effet, la teneur en MgO de magmas d'origine mantellique est une fonction positive de la température ambiante du manteau qui leur a donné naissance (*e.g.* Langmuir *et al.*, 1992 ; Herzberg *et al.*, 2007). Ainsi, les komatiites archéennes ont, en moyenne, des teneurs en MgO deux fois plus élevées que les MORB (20–30 pds.% contre 10–

13 pds.%, respectivement), et reflétant des températures d'éruption de l'ordre de 1600°C contre 1350°C aujourd'hui (Bickle, 1986 ; Nisbet *et al.*, 1993).

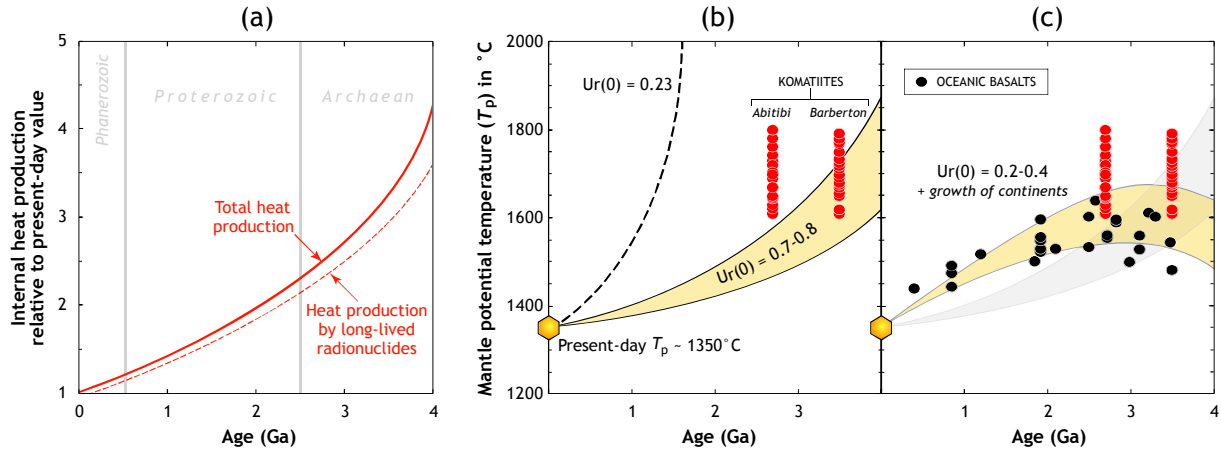


FIGURE 1.6 : (a) Evolution du taux de production de chaleur interne par rapport à aujourd'hui, d'après Lambert (1976). (b) Modèles d'évolution de la température du manteau au cours de l'histoire de la Terre, pour un nombre d'Urey égal à la valeur actuelle (0.23 ± 0.15) ; compris entre 0.7 et 0.8 et (c) compris entre 0.2 et 0.4 (donc proche de la valeur actuelle) en tenant compte de la croissance des continents. Les températures potentielles du manteau calculées sur la base de la composition de laves (komatiites et basaltes océaniques) sont aussi représentées. D'après Herzberg et al. (2010) et Korenaga (2008).

Depuis que ce paradigme d'une terre primitive plus chaude est établi, de nombreux auteurs ont cherché à comprendre l'évolution thermique terrestre et, plus particulièrement, l'allure de la courbe de température du manteau en fonction du temps. Celle-ci dépend en grande partie de la valeur du nombre d'Urey (Korenaga, 2007) : en effet, si celui-ci est proche de 0, cela signifie que le manteau se refroidit extrêmement efficacement et donc que sa température dans le passé était potentiellement beaucoup plus élevée qu'aujourd'hui. Ainsi, en extrapolant dans le passé la valeur actuelle du nombre d'Urey (~ 0.23) et en considérant un transfert de chaleur assuré par des mécanismes similaires à ceux qui opèrent aujourd'hui, les modèles prédisent des températures du manteau totalement irréalistes pour le Protérozoïque et l'Archéen, de l'ordre de plusieurs milliers de degrés (« catastrophe thermique » ; Figure 1.6b ; Christensen, 1985 ; Korenaga, 2003). En fait, ce n'est qu'en considérant un nombre d'Urey bien plus élevé (0.7–0.8) que l'on rend compte d'une évolution thermique « raisonnable », c'est-à-dire une décroissance continue de la température du manteau avec des valeurs archéennes de l'ordre de 1500 à 1600°C (Figure 1.6b), cohérentes avec les données obtenues

par le biais des komatiites (*e.g.* Schubert *et al.*, 1980 ; Davies, 2009). Néanmoins, ces valeurs du nombre d'Urey ne sont pas en accord avec le bilan thermique terrestre à l'heure actuelle, et il semble donc que ce modèle ne soit pas viable.

Ce « paradoxe du nombre d'Urey » a été récemment résolu en construisant des modèles de l'évolution thermique terrestre basés sur des paramétrisations plus réalistes. Ainsi, en considérant une production et une perte de chaleur reproduisant le nombre d'Urey actuel (0.23 ± 0.15) ainsi qu'une rhéologie du manteau terrestre influencée par la croissance des continents (Labrosse & Jaupart, 2007 ; Korenaga, 2008a ; Lenardic *et al.*, 2011), on obtient des courbes d'évolution de T_p plus réalistes (Figure 1.6c). Il est intéressant de noter que ces courbes montrent une *augmentation* de la température du manteau durant l'Archéen et non pas une diminution : T_p atteint un maximum à 1600–1800°C entre 2.5 et 3.2 Ga (selon la valeur du nombre d'Urey) avant de diminuer jusqu'à la valeur actuelle de 1350°C. Dès lors, il faut noter que les valeurs de T_p prédites par l'étude de certaines komatiites sont un peu trop élevées par rapport à l'évolution thermique modélisée (Figure 1.6c). Ceci pourrait s'expliquer par le fait que les komatiites ne proviennent pas d'un manteau « normal » mais de panaches mantelliques plus chauds que le manteau environnant (Nisbet *et al.*, 1993 ; Grove & Parman, 2004 ; Herzberg *et al.*, 2007 ; Arndt *et al.*, 2008). Aussi, en calculant les températures du manteau à partir de magmas mafiques et ultramafiques plus « classiques » que les komatiites et mis en place entre 3.5 Ga et aujourd'hui, Herzberg *et al.* (2010) ont démontré que ces températures coïncidaient très bien avec celles prédites par les modèles décrits précédemment (Figure 1.6c).

Ces différents résultats démontrent sans ambiguïté qu'une transition dans le régime thermique terrestre semble avoir eu lieu durant la fin de l'Archéen. Ceci étant dit, deux visions s'opposent quant au mode d'évacuation de la chaleur avant 2.5 Ga. La première à avoir été proposée, d'un point de vue historique, consiste à considérer une convection mantellique plus vigoureuse qu'aujourd'hui, permettant d'évacuer un flux thermique plus important, et associée à des plaques lithosphériques plus petites et se déplaçant plus rapidement qu'à l'heure actuelle (Bickle, 1986 ; Hargraves, 1986 ; de Wit & Hart, 1993 ; Lagabriele *et al.*, 1997 ; Figure 1.7). Toutefois, cette vision implique qu'à l'Archéen, la chaleur interne est évacuée par des mécanismes identiques à ceux qui opèrent aujourd'hui ce qui, comme on l'a vu, implique une « catastrophe thermique ». Les paramétrisations récentes

de l'évolution du régime thermique ont montré que la température du manteau avait plutôt tendance à augmenter pendant l'Archéen (Figure 1.6). Pour expliquer ce résultat *a priori* contre-intuitif, on peut considérer que le manteau, produisant plus de chaleur, a pu subir davantage de fusion partielle (ce qui est cohérent avec l'idée d'une croûte océanique archéenne plus épaisse ; Bickle, 1986 ; Abbott *et al.*, 1994 ; Foley *et al.*, 2003) générant ainsi une lithosphère déshydratée très épaisse, ce qui aurait ralenti la tectonique des plaques et donc l'évacuation de la chaleur (Korenaga, 2003). Quel que soit le modèle considéré, celui-ci sera toujours bien différent du régime actuel, indiquant que l'évolution thermique du manteau terrestre et les mécanismes géodynamiques qui en résultaient ont changé à la fin de l'Archéen.

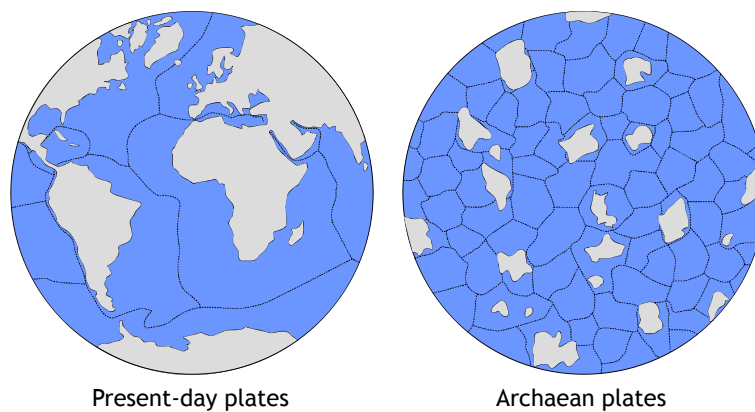


FIGURE 1.7 : Un des modèles invoqués pour accommoder l'évacuation d'un flux de chaleur plus important à l'Archéen : des plaques plus petites, se déplaçant plus rapidement et induisant une longueur de ride médio-océanique (en pointillés) plus importante qu'aujourd'hui. D'après Martin (2005).

1.2.2. Conséquences sur les gradients métamorphiques

Du fait de l'évolution du régime thermique terrestre décrite dans la section précédente, les terrains d'âge archéen, protérozoïque et phanérozoïque se distinguent également par un enregistrement métamorphique contrasté. Ainsi, les ceintures de roches vertes archéennes enregistrent toujours des conditions de basse à moyenne pression et de moyenne à haute température, généralement dans les faciès amphibolite et granulite (voir par exemple la compilation de Hayashi *et al.*, 2000 et la Figure 1.8), avec des gradients géothermiques apparents équivalents ou supérieurs à $\sim 25^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ (Percival, 1994). C'est par exemple le cas des amphibolites de la ceinture supracrustale d'Isua, au Groenland, caractérisées par des

conditions P – T comprises entre 5 et 7 kbar pour 380 à 550°C (Komiya *et al.*, 2002), ou encore des granulites du sud du craton de Dharwar, en Inde, équilibrées pour la plupart entre 6 et 8 kbar et 600 à 800°C (compilation dans Moyen, 2001). Certaines provinces métamorphiques enregistrent même des gradients de haute, voire ultra-haute température, cohérentes avec les conditions thermiques extrêmes postulées pour le manteau archéen (voir Section 1.2.1). Par exemple, les granulites de la Zone Marginale Sud de la Ceinture du Limpopo (Afrique du Sud) ont enregistré des conditions de température entre 850°C et 1050°C (Stevens et Van Reenen, 1992 ; Tsunogae *et al.*, 2004) pour une pression inférieure à 9 kbar (Figure 1.8). De manière générale, les données barométriques sur les roches métamorphiques archéennes montrent que les pressions >10 kbar sont très rares, indiquant que l'épaisseur de la croûte continentale archéenne ne dépassait pas 30 à 40 km (Percival, 1994).

Brown (2006) a démontré que l'enregistrement métamorphique changeait clairement à partir de la fin de l'Archéen. En effet, tout au long du Protérozoïque, les ceintures métamorphiques semblent caractérisées par la coexistence de roches de haute pression et température modérée (éclogites « chaudes » ou granulites de haute pression, enregistrant des gradients de 15 à 25°C·km⁻¹), avec des faciès de haute voire ultra-haute température (granulites UHT, représentatives de gradients allant de 30 à 40°C·km⁻¹). Cette dualité semble caractéristique des zones de convergence de plaques actuelles, fournissant des environnements géodynamiques propices à l'établissement de ces deux gradients contrastés (Kelemen *et al.*, 2003 ; Brown, 2006) : la subduction (haute pression) et une croûte continentale épaissie siège d'un magmatisme intense (haute température). D'après Brown (2006), cette dualité serait la « marque de fabrique » de la tectonique des plaques telle qu'on la connaît aujourd'hui.

Enfin, les roches de haute, voire ultra-haute pression (UHP ; $P > 25$ kbar, correspondant à peu près à la transition de phase quartz/coésite) semblent être caractéristiques des zones de subduction–collision très récentes, puisque les plus anciens schistes bleus et éclogites caractérisés par des gradients thermiques <15°C·km⁻¹ sont d'âge Néoprotérozoïque (~700 Ma, groupe d'Aksu au nord-ouest de la Chine ; Liou *et al.*, 1989 ; Nakajima *et al.*, 1990). L'enregistrement métamorphique phanérozoïque est également marqué par la relative rareté des roches granulitiques de haute température par comparaison avec leur abondance au Précambrien. Cependant, ceci pourrait simplement résulter du fait que le niveau d'érosion de

la croûte post-cambrienne est insuffisant pour mettre ces roches à jour. Ainsi, elles formeraient vraisemblablement une grande partie de la croûte inférieure, comme en attestent directement leur présence sous forme de xénolithes dans des laves alcalines intraplaques (Rudnick & Presper, 1990) ou, indirectement, les données de vitesses d'ondes sismiques caractéristiques de roches anhydres à feldspaths et pyroxènes (Rudnick & Fountain, 1995). De même, ces granulites forment potentiellement la racine des grands orogènes cénozoïques, comme par exemple l'Himalaya ou les Andes (Brown, 2006). On retrouverait donc, au Phanérozoïque, cette dualité du métamorphisme Protérozoïque entre des roches de « moyenne à haute pression » et des roches de « moyenne à haute température », mais en beaucoup plus contrastée.

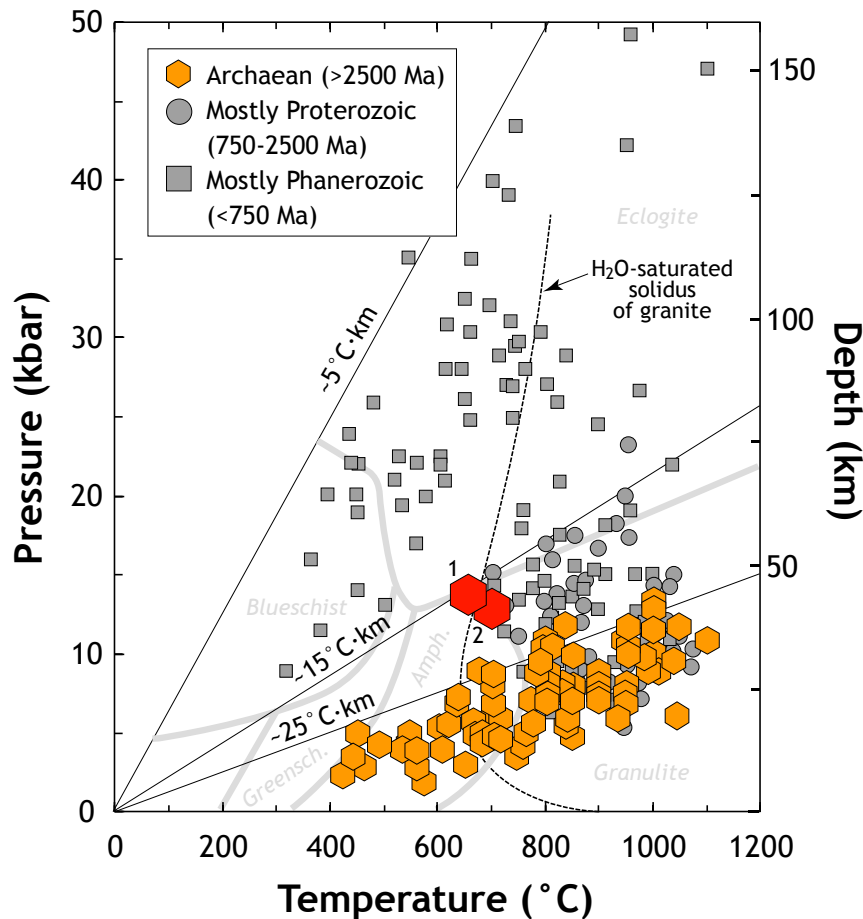


FIGURE 1.8 : *Diagramme Pression (Profondeur)–Température représentant les conditions P–T de provinces métamorphiques pour une large gamme d’âges (les conditions du pic métamorphique sont considérées), d’après les compilations de Komiya et al. (2002) pour l’Archéen et Brown (2006, 2007) pour le Protérozoïque et le Phanérozoïque. Les symboles marqués 1 et 2 représentent les conditions P–T d’équilibration des « éclogites archéennes » (Moyen et al., 2006 et Mints et al., 2010, respectivement).*

Pour résumer, même si l'évolution de l'enregistrement métamorphique semble globalement continu au cours de l'histoire de la croûte continentale, il apparaît que les roches

archéennes sont caractérisées par des conditions P – T plus restreintes que leurs homologues formées après 2500 Ma. En particulier, cette dualité des gradients géothermiques apparents ne semble pas être la norme pendant l'Archéen, dans la mesure où les conditions de pression n'y dépassent que rarement 10 kbar. Ces affirmations sont à nuancer par les découvertes récentes d'éclogites archéennes, en particulier dans la ceinture de roches vertes de Barberton en Afrique du Sud (Moyen *et al.*, 2006) à ~3200 Ma et dans la péninsule de Kola, en Russie (Mints *et al.*, 2010), à ~2870 Ma. Toutefois, il convient de noter que dans les deux cas, il ne s'agit pas d'éclogites « vraies », c'est-à-dire comparables à celles exhumées à l'issue d'un cycle de subduction–collision moderne. En particulier, les conditions P – T enregistrées pour ces roches sont de l'ordre de ~12–15 kbar et ~600–700°C, en-deçà de la réaction de déstabilisation du plagioclase (albite = jadéite + quartz). Elles se retrouvent ainsi dans le champ E–HPG (Medium-temperature Eclogite–High-Pressure Granulite) défini par Brown (2006), ce qui les rapproche davantage des roches de « haute pression » protérozoïques que des éclogites formées dans les zones de subduction actuelles (Figure 1.8). D'ailleurs, les gradients géothermiques obtenus sur ces roches (~15°C·km⁻¹) sont plus élevés que ceux enregistrés par les éclogites phanérozoïques, ce qui traduirait les conditions thermiques plus chaudes du manteau archéen (Mints *et al.*, 2010).

Par contre, on peut également suggérer que l'absence de roches de haute et ultra-haute pression à l'Archéen (et dans une moindre mesure au Protérozoïque) ne signifie pas forcément que ces roches n'ont jamais existé. Par exemple, elle pourrait refléter l'absence d'un mécanisme d'exhumation efficace susceptible de remonter ces roches en surface après leur formation (Brown, 2007). Alternativement, il est également envisageable que même si ces roches ont été exhumées, elles ont depuis été érodées, ce qui semble compatible avec leur observation actuelle dans des chaînes de montagne à haute altitude (par exemple : Mont Viso et Dora Maira dans les Alpes, Tso Moriri dans l'Himalaya), relativement instables à long terme.

Quoi qu'il en soit, il apparaît clairement que l'enregistrement métamorphique archéen est dominé par des conditions de haute température. Ces conditions existent aussi au Protérozoïque et au Phanérozoïque, mais les températures atteintes y sont en moyenne plus faibles, et elles résultent vraisemblablement de causes bien distinctes. En effet, les granulites post-archéennes reflèteraient davantage un métamorphisme thermique consécutif à un

épaississement crustal important (dans les racines orogéniques) et/ou du sous-placage d'un large volume de magmas mantelliques (au niveau des marges continentales actives). A l'Archéen, l'origine de ces gradients géothermiques très « chauds » ne peut s'expliquer que par un flux thermique provenant du manteau beaucoup plus important qu'à l'heure actuelle. En effet, la croûte archéenne, du fait de sa ductilité, ne pouvait quasiment pas subir d'épaississement significatif (*e.g.* England & Bickle, 1984 ; Chardon *et al.*, 2009). De plus, même si on invoque un magmatisme intense en zone de convergence, sous la forme d'intrusions de type TTG, comme étant la source des gradients thermiques élevés de l'Archéen, ce magmatisme provient de la fusion de la croûte océanique et non du manteau sus-jacent, nécessitant donc un régime thermique beaucoup plus intense qu'aujourd'hui (Martin, 1986 ; Defant & Drummond, 1990).

1.3. L'enregistrement par la croûte continentale

Bien que la définition « historique » de la transition Archéen-Protérozoïque, c'est-à-dire celle d'une *limite* et non d'une *transition* (voir la discussion dans la Section 1.1), apparaisse maintenant comme obsolète, elle s'appuie toutefois sur des observations objectives de l'enregistrement géologique continental. Ainsi, la croûte continentale archéenne se distingue particulièrement de son homologue protérozoïque, et *a fortiori* phanérozoïque, par :

- des lithologies différentes, en particulier en ce qui concerne les roches sédimentaires et magmatiques ;
- des styles orogéniques et des structures propres ;
- des signatures géochimiques contrastées.

Ces différences sont détaillées dans les trois sous-sections suivantes.

1.3.1. Changements lithologiques

Les différences lithologiques entre l'Archéen et les éons suivants sont bien marquées quand on considère l'enregistrement sédimentaire (*e.g.* Veizer & McKenzie, 2003). Ainsi, de manière schématique, l'Archéen est caractérisé par des roches sédimentaires détritiques très peu évoluées (conglomérats, grauwackes), portant une forte composante volcanique, ainsi que des sédiments d'origine orthochimique (cherts) (Lowe, 1994). Au contraire, les bassins post-

archéens contiennent de plus larges proportions de roches carbonatées (notamment d'origine biogénique), de roches sédimentaires matures telles que quartzites et pélites (jusqu'à 20 fois plus qu'à l'Archéen ; Engel *et al.*, 1974) et les séquences volcano-détritiques sont plus rares.

En fait, comme on le voit bien sur la Figure 1.9, cette évolution est plutôt progressive, mais ce n'est qu'à partir de la TAP (~2500 Ma) qu'apparaissent et se développent des associations typiques de cycles sédimentaires multiples (Ernst, 2009). De même, la géométrie des bassins sédimentaires a significativement évolué entre l'Archéen et le Protérozoïque (Veizer & Jansen, 1979) : en effet, à l'exception du bassin du Witwatersrand en Afrique du Sud, les dépôts intracratoniques sont généralement discontinus, peu épais et de faible extension géographique par rapport à leurs homologues protérozoïques. Ces observations reflètent clairement une évolution des cycles d'érosion et de dépôt entre l'Archéen et le Protérozoïque, et, plus particulièrement, l'avènement après la TAP des séquences de plate-forme continentale typiques des marges passives actuelles (Windley, 1984a ; Stern, 2008 ; Ernst, 2009).

De plus, il faut noter l'abondance, autour de la TAP (à peu près entre 3000 et 2000 Ma), des gisements de fer rubanés ou BIF (pour *Banded Iron Formations* ; Figure 1.9). Il s'agit de roches où alternent des lits de quartzite ferrique (riche en magnétite et hématite), constituant des gisements d'intérêt économique, et des niveaux pélitiques. Un consensus global attribue l'origine de ces roches à une saturation en oxygène des océans, provoquant l'oxydation du fer ferreux (Fe^{2+}) dissous dans l'eau de mer. Ainsi, la formation des BIF semble étroitement liée à l'évolution de la composition chimique des enveloppes externes (océan et atmosphère) autour de la TAP (discutée dans la Section 1.4).

D'autre part, les roches volcaniques archéennes se distinguent par leur nature de celles mises en place à partir de 2500 Ma. Les séries des ceintures de roches vertes archéennes sont généralement bimodales, c'est-à-dire présentant un composant mafique (basaltes) et un composant felsique, généralement peu abondant (dacites, rhyolites), et d'affinité tholéitique (Condie, 1981). Les andésites, magmas intermédiaires de composition généralement calco-alcaline, y sont rares, alors qu'elles dominent, en termes de volume, le magmatisme d'arc post-archéen (Taylor & McLennan, 1985, 1995). De même, les komatiites, magmas ultramafiques courants dans les ceintures de roches vertes archéennes, ont « disparu » après la TAP, le seul exemple connu après 2500 Ma étant représenté par les komatiites de l'île de Gorgona, au large de la Colombie (~80 Ma ; Echeverría, 1980). Ceci peut d'ailleurs être

considéré comme une conséquence directe du refroidissement du manteau au cours de l'histoire de la Terre (voir Section 1.2.1). Enfin les magmatismes carbonatitique et alcalin au sens large (basaltes intraplaques, complexes annulaires, etc.) sont, quant à eux, quasiment inconnus à l'Archéen.

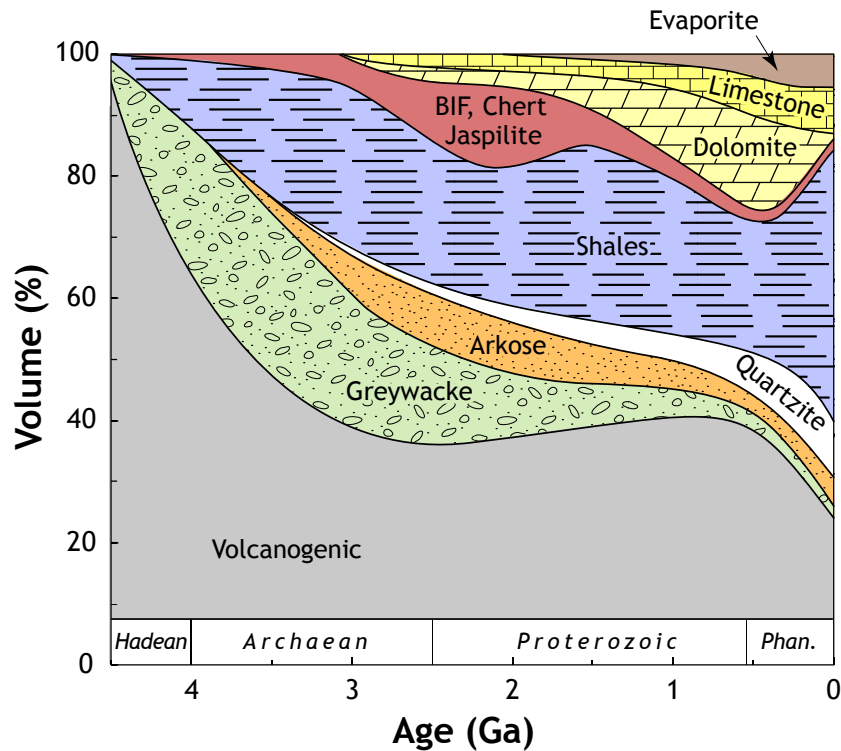


FIGURE 1.9 : Evolution des proportions de diverses lithologies sédimentaires en fonction du temps, modifié d'après Veizer & McKenzie (2003) et Ernst (2009).

En ce qui concerne les roches plutoniques, les granitoïdes mis en place de part et d'autre de la TAP sont clairement différents sur le plan minéralogique (Figure 1.10). Ainsi, les matériaux les plus caractéristiques des cratons archéens (70 à 80% en volume ; Goodwin, 1991) sont des granitoïdes riches en plagioclase (40–60%) et contenant très peu (<5%) de feldspath potassique, donc essentiellement des tonalites et des trondhjémites, appartenant à la série TTG (*e.g.* Martin, 1994). Ceci les oppose aux granitoïdes post-archéens qui sont, pour la plupart, des « granites vrais » et des granodiorites, c'est-à-dire des roches riches en feldspath potassique : le rapport des proportions modales entre plagioclase et feldspath alcalin y est généralement inférieur ou égal à 1. Ces différences minéralogiques traduisent directement des compositions chimiques contrastées, qui sont détaillées dans la Section 1.3.3.

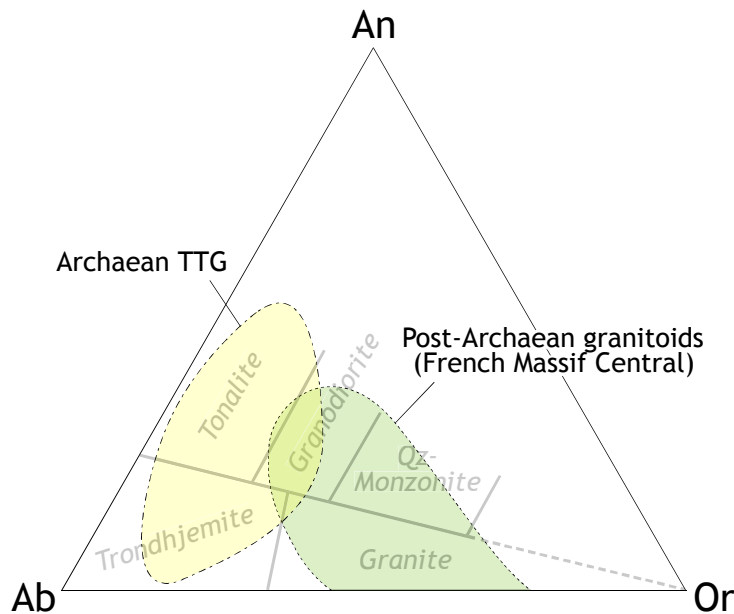


FIGURE 1.10 : *Diagramme ternaire des feldspaths Ab–An–Or (O'Connor, 1965) modifié par Barker (1979) où sont reportées les compositions normatives des TTG archéennes (en jaune ; Moyen, 2011) et de granitoïdes post-Archéens (en vert) représentés par des granitoïdes du Massif Central français (base de données non publiée de J.F. Moyen).*

Enfin, les terrains archéens et post-archéens sont également distincts de par la présence ou l'absence de certaines *associations* lithologiques. On a longtemps pensé que les ceintures de roches vertes ainsi que les ceintures granulitiques étaient des objets typiquement archéens, mais Windley (1984a) a démontré que de nombreuses associations lithologiques protérozoïques leur étaient équivalentes en tous points. En revanche, il existe des structures typiquement « modernes » qui ne trouvent pas leur équivalent à l'Archéen. L'exemple le plus évident est celui des ophiolites : il s'agit de fragments allochtones de lithosphère océanique, mis en place tectoniquement sur un substrat continental et préservant tout ou partie de la succession lithostratigraphique typique de cette lithosphère océanique (basaltes en coussins, complexe filonien, intrusions de gabbros, cumulats lités, péridotites plus ou moins serpentinisées). Dans la mesure où les ophiolites se sont formées lors de l'extension océanique et qu'elles se sont mises en place en contexte de convergence de plaques, souvent associées à la subduction, elles sont considérées comme des témoins univoques de la présence de tectonique des plaques (Stern, 2008) et sont donc au cœur du débat sur l'environnement géodynamique de l'Archéen. Certaines lithologies d'âge archéen ont été interprétées comme des ophiolites : il s'agit de complexes filoniens et de laves en coussins au sein de la ceinture supracrustale d'Isua au Groenland, âgés de ~3800 Ma (Furnes *et al.*, 2007), ainsi que des amphibolites du groupe de Lentiraa en Finlande, âgées de 2740 à 2860 Ma et dont la composition est très proche de celle des MORB actuels (Blais *et al.*, 1997). Toutefois, ces « ophiolites archéennes » ne présentent qu'une petite partie de l'ensemble lithostratigraphique

propre aux ophiolites modernes (à savoir, la partie la plus superficielle). Ainsi, elles représentent vraisemblablement des portions de croûte océanique, mais il est possible d'expliquer leur présence sans avoir recours à des processus d'obduction. En ce sens, les plus anciennes associations lithologiques pouvant être qualifiées d'ophiolites sans ambiguïté n'ont que 2 milliards d'années (ophiolites de Purtunq au Canada, Scott *et al.*, 1992 et de Jormua en Finlande, Peltonen *et al.*, 1996).

1.3.2. Évolution des styles orogéniques

La comparaison des orogènes « modernes » d'une part, et précambriens d'autre part, a toujours été matière à débat, celui-ci étant centré sur l'existence ou non de la tectonique des plaques à l'Archéen, et le cas échéant, du moment où elle a commencé à opérer. Dans cette optique, de nombreux auteurs ont interprété des structures archéennes comme résultant de processus similaires à la tectonique des plaques telle qu'on l'observe aujourd'hui, suscitant souvent des controverses intenses (*e.g.* Cawood *et al.*, 2006). Ainsi en est-il de l'exemple célèbre de la Province du Supérieur au Canada, où une partie du profil sismique « Lithoprobe » (Figure 1.11) a révélé l'existence de nombreux réflecteurs sismiques sub-horizontaux (Calvert *et al.*, 1995). Certains auteurs ont interprété ceux-ci comme étant des chevauchements accommodant l'accrétion de nombreux sous-ensembles crustaux de petite taille (Figure 1.11), dont la nature lithologique et géochimique rappelle des arcs insulaires modernes (Kerrick & Polat, 2006). Ce processus est assez similaire à celui qui a accommodé l'assemblage des blocs crustaux de l'ouest américain durant le Mésozoïque, montrant qu'une tectonique proche du régime actuel pouvait avoir lieu à l'Archéen. De même, la signature géochimique « d'arc » qui caractérise de nombreuses laves archéennes amène souvent à les interpréter comme s'étant formées dans un contexte de subduction (*e.g.* Polat, 2009 ; Jenner *et al.*, 2009). Néanmoins, Willbold *et al.* (2009) reportent la présence de dacites calco-alcalines avec des signatures géochimiques « d'arc » (en particulier, des teneurs élevées en Rb, Sr, Ba et des anomalies négatives en Nb et Ti) en Islande, où ces auteurs attribuent leur présence à des processus de différenciation des basaltes océaniques et non de subduction. Bien que très controversé, car ces laves ne montrent pas toutes les caractéristiques chimiques typiques des TTG (*e.g.* Martin *et al.*, 2010), cet exemple démontre que les interprétations géodynamiques de l'enregistrement géologique archéen sont souvent ambivalentes.

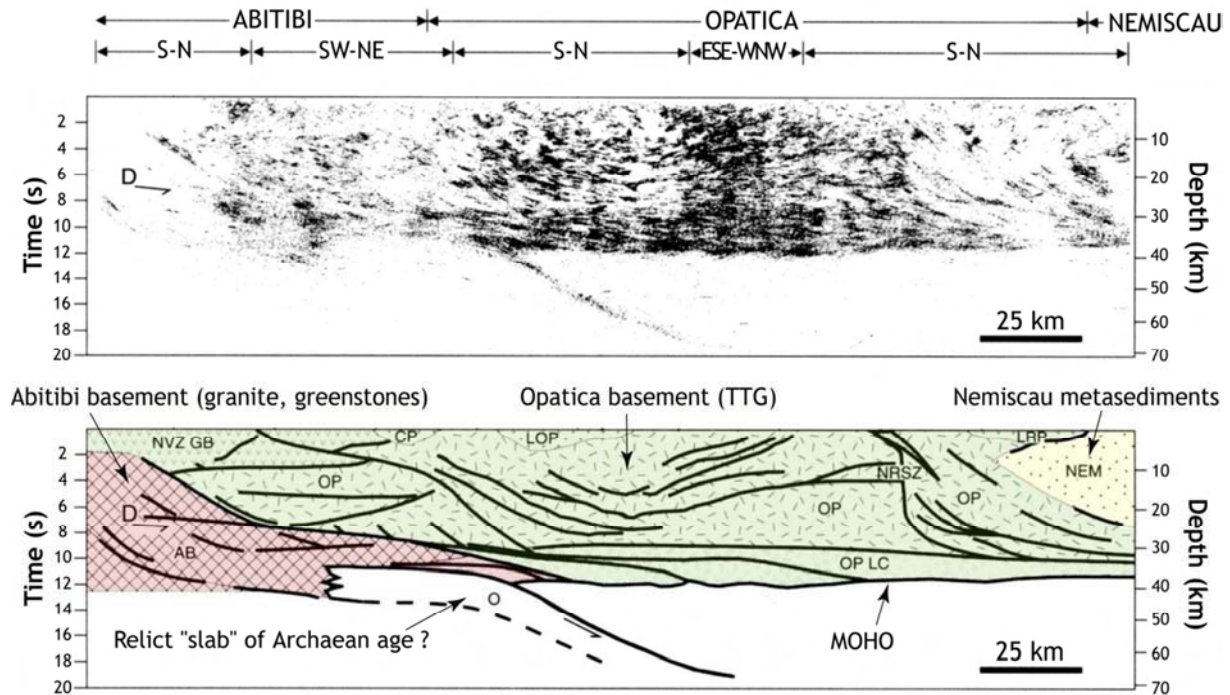


FIGURE 1.11 : Profil sismique Lithoprobe au travers des sous-provinces de l'Abitibi, Opatica et Nemiscau dans la province du Supérieur au Canada (haut) et son interprétation (bas) en termes de structures principalement horizontales, avec reliques d'un « slab » d'âge archéen (modifié d'après Calvert et al., 1995).

Si certaines structures archéennes sont ambiguës au regard des processus mis en œuvre lors de leur formation, il en est d'autres qui ne trouvent aucun équivalent moderne et définissent donc l'Archéen comme une période « à part » de l'histoire de la Terre. Ainsi, l'une des caractéristiques les plus marquantes de la croûte archéenne, et que l'on ne retrouve pas en proportions comparables chez son homologue moderne, est la structure en dôme et bassins (Figure 1.12a) observée dans plusieurs cratons (en particulier : les cratons de Dharwar en Inde, de Pilbara et de Yilgarn en Australie, le bouclier Baltique ainsi que le craton du Zimbabwe ; voir Chardon, 1997 et références associées). Celle-ci est définie par des corps circulaires ou ellipsoïdaux de grande taille (jusqu'à 100 km de diamètre), de nature granito-gneissique, caractérisés par une foliation en dôme, c'est-à-dire dont le pendage augmente lorsqu'on approche du bord de la structure. Ces dômes sont séparés les uns des autres par des ceintures de roches vertes, autrement dit des formations supracrustales de nature volcano-sédimentaire, formant des structures synclinales assez profondes (jusqu'à ~10 km aujourd'hui et ~20 km en paléo-profondeur ; Bouhallier *et al.*, 1995). Un consensus global attribue ces structures à un phénomène essentiellement gravitaire, où le gradient de densité inverse entre

les granitoïdes et les roches supracrustales qui les recouvrent (très denses car riches en laves ultramafiques et BIFs) provoque la subsidence de ces dernières sous forme de « diapirs inverses » (Bouhallier *et al.*, 1995 ; Chardon *et al.*, 1996 et références associées ; Van Kranendonk *et al.*, 2004 ; Figure 1.12b). Ce processus serait facilité par des mécanismes de type « pop-down », où le raccourcissement horizontal et la transpression jouent un rôle prépondérant (Parmenter *et al.*, 2006 ; Cagnard *et al.*, 2006b), et favorisé par le réchauffement de la croûte occasionné par le sous-placage de magmas mafiques (Chardon, 1997 ; van Kranendonk *et al.*, 2004). Quoi qu'il en soit, ces structures et les mécanismes responsables de leur genèse sont rares au sein des terrains post-archéens, où ils restent difficiles à interpréter dans le cadre de la tectonique des plaques telle qu'elle opère aujourd'hui.

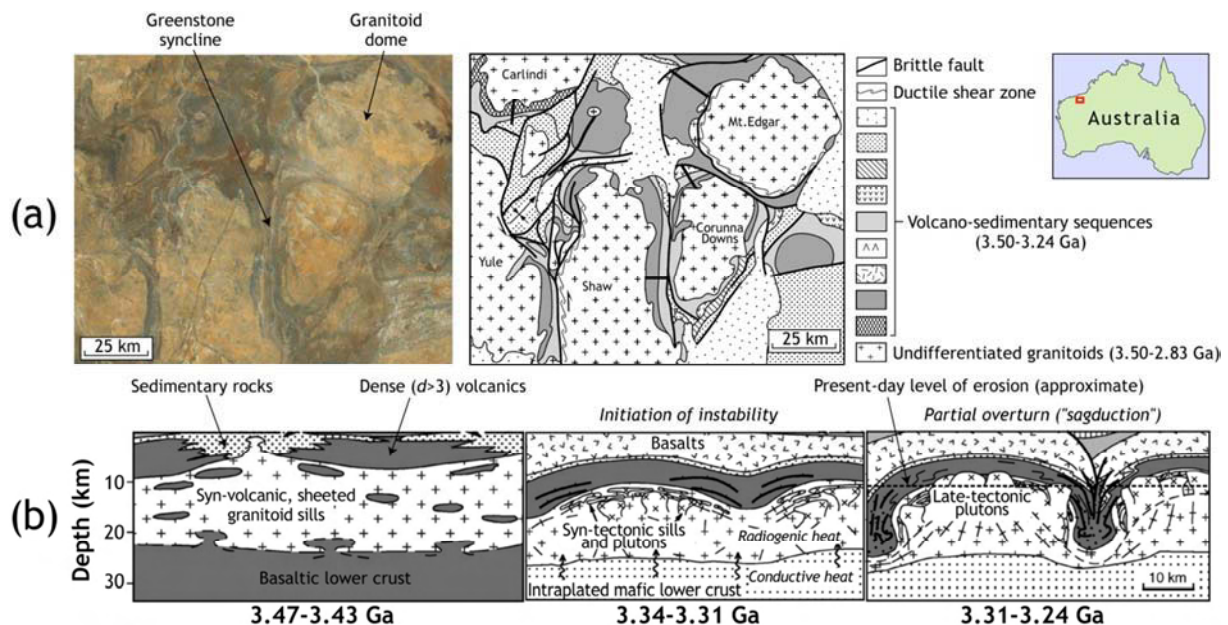


FIGURE 1.12 : Structure en dômes et bassins dans le craton de Pilbara, en Australie Occidentale. (a) Image satellite et carte géologique associée ; (b) Mécanisme de formation. Modifié d'après Van Kranendonk *et al.* (2004).

Outre cette singularité archéenne que constituent les structures en dômes et bassins, la géométrie d'ensemble des terrains archéens est très différente de ceux qui résultent de processus tectoniques gouvernés par la tectonique des plaques. Dans le cadre de celle-ci, les zones de convergence sont marquées par des chaînes de collision linéaires d'ampleur continentale (plusieurs centaines, voire milliers de km de long ; système des Andes, des Cascades, Alpes, Himalaya, etc.). Elles sont caractérisées par un épaississement crustal

important (>40 km) accommodé par des zones de chevauchement sub-horizontales qui « focalisent » la déformation (Gapais *et al.*, 2009 et références associées). Enfin, on y retrouve toujours une « polarité » systématique des structures et des associations lithologiques (bassins d'avant-pays, zones externes peu métamorphiques, zones internes métamorphiques et ceinture magmatique, bassin d'arrière-pays), témoignant de la succession des événements ayant contribué à construire ces orogènes dans le cadre de la tectonique des plaques (Windley, 1984a). De telles structures sont rares avant 2500 Ma, pour ne pas dire inexistantes. En effet, les terrains granito-gneissiques archéens montrent souvent une déformation pénétrative sous la forme d'une foliation sub-verticale, d'une remarquable homogénéité à grande échelle. De même, de grandes zones de cisaillement ductile de même orientation sont associées au collage transpressif de petits blocs continentaux sans que celui-ci engendre un épaississement crustal significatif (Bouhallier *et al.*, 1995 ; Choukroune *et al.*, 1995 ; Cagnard *et al.*, 2007 ; Chardon *et al.*, 2009).

Ces deux types orogéniques semblent constituer deux cas extrêmes (Figure 1.13) comme l'ont proposé Ellis *et al.* (1998) et Chardon *et al.* (2009) : les orogénèses « froides » (CO pour *Cold Orogens*) et les « ultra-chaudes » (UHO pour *Ultra-Hot Orogens*). Les différences entre les deux types seraient liées à la température globale de la croûte, très chaude donc « ductile », résistant moins à la déformation et incapable de s'épaissir dans le cas des UHO (Rey & Coltice, 2008). La distinction apparaît également quant aux mécanismes d'exhumation de roches profondes, accommodés par des processus principalement tectoniques dans le cas des CO, et principalement gravitaires dans le cas des UHO (Gapais *et al.*, 2009 ; Thébaud & Rey, 2012). Il existe plusieurs intermédiaires entre ces deux cas extrêmes (voir la discussion dans Chardon *et al.*, 2009, et la Figure 1.13), mais tous les auteurs s'accordent à dire que les orogénèses « chaudes » prédominaient à l'Archéen alors que les chaînes de collision développées depuis le Protérozoïque sont principalement de type « froides ». En fait, Cagnard *et al.* (2011) estiment que la transition a eu lieu entre 2100 et 1700 Ma (donc au Protérozoïque), période où les deux types orogéniques (et leurs intermédiaires) coexistent à la surface du globe. En particulier, ces auteurs ont montré que la ceinture Protérozoïque du Lapland (qui sépare le craton d'Inari du craton Karélien, au nord de la Finlande) présentait des caractéristiques communes aux deux cas susmentionnés, en particulier des zones de focalisation de la déformation en bordure de l'orogène

(chevauchements et zones de cisaillement à faible pendage) et une déformation pénétrative au cœur. Il faut cependant noter que la ceinture granulitique du Limpopo, marquant la collision des cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe en Afrique australe, présente des caractéristiques structurales similaires, mais un âge tardi-archéen (~2700 Ma ; *e.g.* Roering et al., 1992). L'existence de trajets P - T très semblables entre les granulites du Lapland et du Limpopo va dans le sens de cette observation (Perchuk *et al.*, 2000b), suggérant que la « transition » entre orogénèses « chaudes » et « froides » a peut-être commencé dès la fin de l'Archéen.

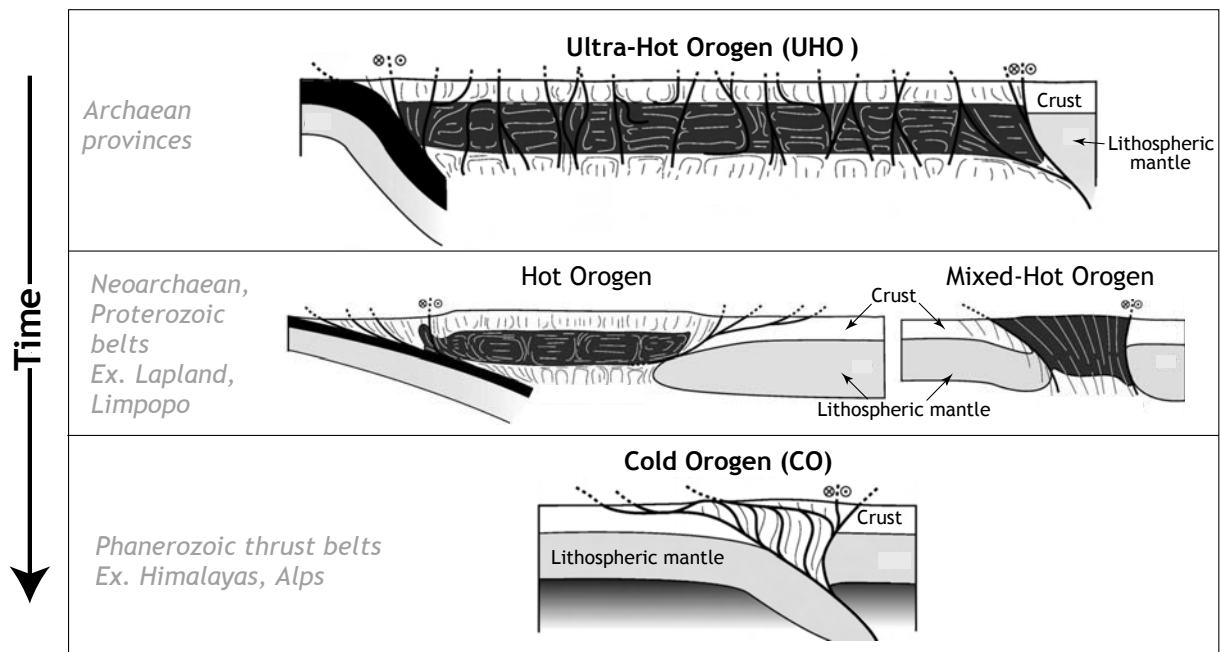


FIGURE 1.13 : Les deux cas extrêmes de styles orogéniques (UHO et CO) et leurs intermédiaires, d'après le modèle de Chardon et al. (2009).

1.3.3. Évolution séculaire de la composition de la croûte

La composition chimique de la croûte continentale est un paramètre essentiel pour comprendre la différenciation terrestre, dans la mesure où elle reflète la nature de ses mécanismes d'extraction à partir du manteau. La géochimie des sédiments terrigènes a été l'un des premiers traceurs pour étudier l'évolution séculaire de la composition crustale. En effet, ces sédiments, en particulier les shales, sont soumis à des processus d'homogénéisation et de mélange à long terme au cours du cycle sédimentaire, et beaucoup d'éléments d'intérêt géochimique sont peu solubles dans les eaux météoriques et marines (notamment les terres

rare – ou REE pour *Rare Earth Elements*, les éléments à fort champ électrostatique – ou HFSE pour *High Field Strength Elements*, éléments de transition). Par conséquent, la composition chimique des sédiments a d'abord été considérée comme un bon proxy pour estimer la composition moyenne de leur source, à savoir la croûte continentale supérieure (Taylor & McLennan, 1985).

L'étude systématique de la composition de sédiments post-archéens d'une part, et archéens d'autre part, a démontré des différences majeures en termes de composition chimique (Taylor & McLennan, 1985, 1995 ; Taylor, 1987 ; Condie, 1993 ; Figure 1.14). Ainsi, les sédiments post-archéens présentent des spectres de REE caractérisés par des allures « plates » au niveau des HREE ($[\text{Dy/Yb}]_N \sim 1$)¹, ce qui les distingue de leurs équivalents archéens pour lesquels les HREE sont fractionnés ($[\text{Dy/Yb}]_N < 1$). De même, on note l'apparition après la TAP d'une anomalie négative en Eu ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^* < 1$)² qui est très rare dans les sédiments archéens. Enfin, on observe également une augmentation des rapports K/Na, Th/Sc, Nb/La et des concentrations en Rb, Si, K entre l'Archéen et le Protérozoïque, ainsi qu'une diminution en parallèle des concentrations en Mg, Ni, Cr, Ca et Na (Taylor & McLennan, 1985 ; Gibbs *et al.*, 1986 ; Condie, 1993). Cette observation reflèterait la diminution de la proportion de TTG (riches en Ca, Na, pauvres en Nb, K) et de komatiites (riches en Mg, Cr, Ni, Sc, pauvres en K, Rb, Si) dans la source des sédiments entre l'Archéen et le Protérozoïque (Condie, 1993 ; Kemp & Hawkesworth, 2003). Enfin, l'enregistrement sédimentaire est également marqué par une augmentation assez brutale du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates à la fin de l'Archéen (Veizer & Compston, 1976 ; Figure 1.14b). Cette évolution traduirait l'émergence des continents à la fin de l'Archéen (Rey & Coltice, 2008), entraînant l'initiation des mécanismes d'érosion et donc l'incorporation de matériel crustal, présentant une composition radiogénique en Sr, dans l'eau de mer.

Cependant, l'utilisation des sédiments en tant que proxy pour tracer la composition moyenne de la croûte s'est avérée problématique en de nombreux points. En particulier, l'évolution séculaire mise en évidence par Taylor & McLennan (1985) a été remise en question par la découverte de sédiments dont la signature géochimique était typiquement

¹ L'indice N indique que les concentrations sont normalisées à celles des chondrites.

² $\text{Eu}_N = \sqrt{(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)}$

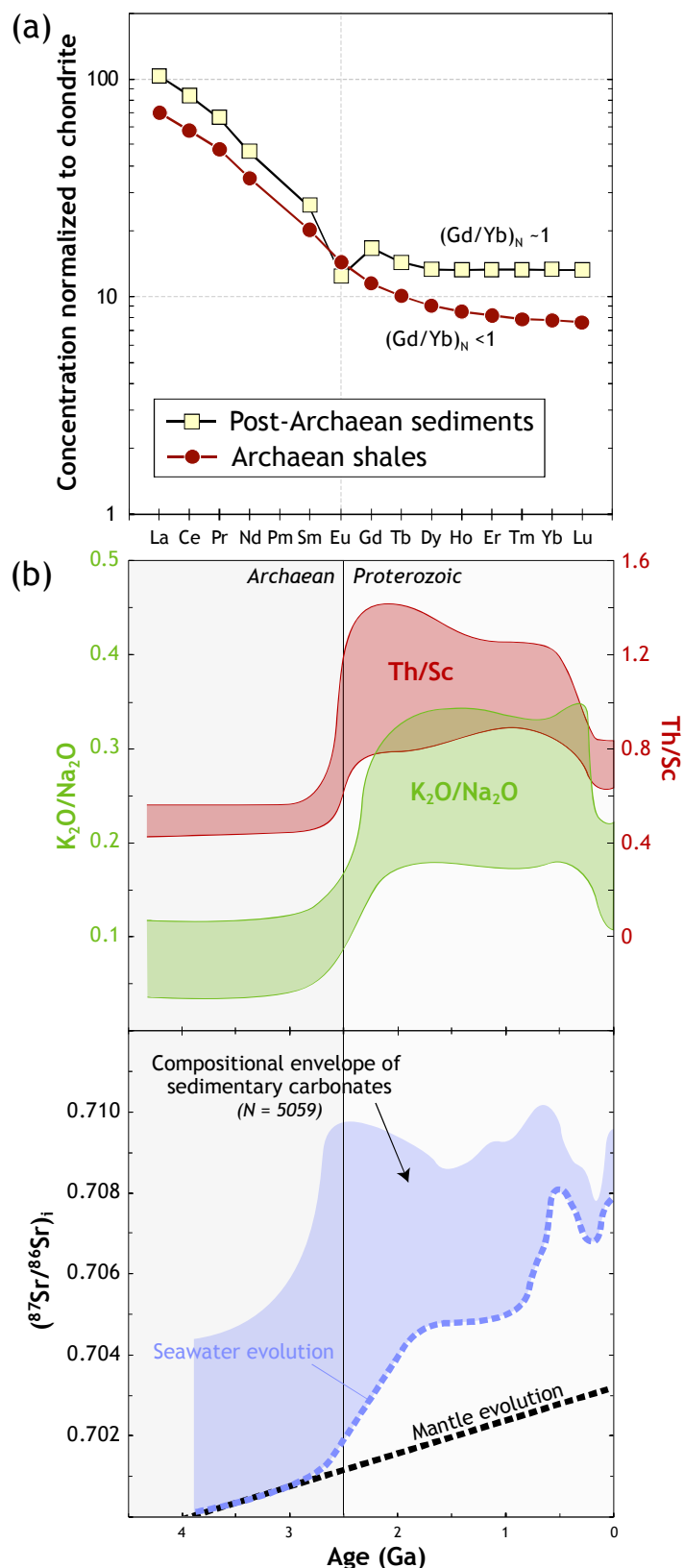


FIGURE 1.14 : Evolution de quelques caractéristiques géochimiques de l'enregistrement sédimentaire au cours de l'histoire de la Terre. (a) Spectres de REE normalisées aux chondrites (d'après Taylor, 1987) entre sédiments archéens et post-archéens ; (b) évolution de la composition des sédiments détritiques (Th/Sc et K_2O/Na_2O) et carbonatés (composition isotopique de Sr) en fonction du temps (d'après Veizer & McKenzie, 2003).

« archéenne » après 2500 Ma (Bouclier guyanais, à ~2250 Ma, Gibbs *et al.*, 1986 ; craton Ouest-africain, à ~2100 Ma, Sylvester & Attoh, 1992 ; Asiedu *et al.*, 2004), et inversement, d'autres dont l'âge est archéen mais dont les caractéristiques chimiques sont « modernes » (Witwatersrand, entre 2700 et 3100 Ma, Wronciewicz & Condie, 1987, Jahn & Condie, 1995). Ces incohérences dans l'évolution globale de la composition des sédiments terrigènes peuvent résulter de trois causes différentes, qui ne sont d'ailleurs pas mutuellement exclusives. Premièrement, les différences de composition entre deux roches sédimentaires reflètent davantage des contextes tectoniques distincts plutôt qu'une composition moyenne de croûte différente (Condie, 1993). Deuxièmement, la présence de caractéristiques « modernes » à la fin de l'Archéen, et de caractéristiques « archéennes » au début du Protérozoïque pourrait simplement signifier le caractère diachrone de la TAP d'un craton à l'autre (Gibbs *et al.*, 1986), comme discuté dans la Section 1.1. Enfin, la troisième raison, et probablement la plus lourde d'implications, serait que la composition des sédiments n'est représentative que de la croûte continentale supérieure et non de la croûte dans sa totalité (Kemp & Hawkesworth, 2003). En ce sens, la composition des sédiments ne permet pas de tracer les mécanismes d'*extraction* de la croûte mais bien ses mécanismes de *différenciation*. Dans une région donnée, une plus forte proportion de sédiments présentant une anomalie négative en Eu et des spectres de HREE peu fractionnés ne reflèterait ainsi que la contribution plus importante, dans la source de ces sédiments, de granitoïdes provenant du remaniement à faible profondeur (dans le champ de stabilité du plagioclase) de croûte préexistante.

Pour s'affranchir de ces biais de préservation et d'échantillonnage, il convient de s'intéresser à un très grand nombre d'échantillons de la croûte continentale, provenant de multiples localités et couvrant une large gamme d'âge et de composition chimique. Un tel travail a été récemment entrepris par Keller & Schoene (2012) qui ont compilé plus de 70000 analyses de roches continentales ignées (depuis des basaltes jusqu'à des granites) et y ont appliqué des filtres statistiques afin d'éviter tout biais lié au sur-échantillonnage d'une région, ou d'une gamme d'âge donnée. Enfin, ces auteurs ont appliqué un calcul de type Monte-Carlo pour simuler l'évolution de plusieurs paramètres géochimiques au cours du temps, par tranches de 100 Ma. Les résultats sont présentés dans la Figure 1.15. Il apparaît que la composition de toutes les roches crustales évolue entre l'Archéen et le Protérozoïque, qu'il s'agisse de termes mafiques (43–51 wt.% SiO₂) ou felsiques (62–74 wt.% SiO₂). En ce qui

concerne les roches mafiques, l'évolution est plutôt continue et reproduit fidèlement l'évolution de la température du manteau prédite par les modèles de l'évolution thermique terrestre (voir Section 1.2.1 et Figure 1.6), traduisant une augmentation de température jusqu'à ~3000 Ma puis une diminution progressive jusqu'à aujourd'hui. Cette évolution est corrélée directement aux teneurs en MgO, Cr, Ni et négativement corrélée aux concentrations en Na₂O et K₂O des roches continentales mafiques. De même, on remarque que les rapports La/Yb, Nb/Yb ou encore Zr/Y augmentent dans les basaltes continentaux de manière assez abrupte entre l'Archéen et le Protérozoïque. L'ensemble de ces changements de composition témoignerait de l'évolution du taux de fusion apparent du manteau (Condie, 1989, 2005 ; Keller & Schoene, 2012). L'Archéen est donc caractérisé par de forts taux de fusion (>25%) du manteau, alors qu'à partir de 2500 Ma, ceux-ci sont globalement compris entre 10 et 25%.

L'évolution géochimique des roches felsiques est plus brutale (Figure 1.15), reflétant assez bien les observations tirées des sédiments. Ainsi, à ~2500 Ma, les rapports Na₂O/K₂O chutent en-dessous de 1.5, le rapport La/Yb passe de 20–25 à 10–15, l'anomalie négative en Eu apparaît et l'abondance relative en Sr est diminuée d'un facteur 2 à 4. Ces caractéristiques, déjà mises en évidence par Kemp & Hawkesworth (2003) sur la base d'un échantillonnage moins exhaustif, sont censées démontrer, au premier ordre :

- Une évolution de la minéralogie résiduelle mise en jeu dans la formation de la croûte et, par extension, de la profondeur à laquelle elle se forme (Taylor & McLennan, 1985, 1995 ; Condie, 1993 ; Kemp & Hawkesworth, 2003). D'après ces données, la genèse des magmas caractérisant la croûte archéenne a lieu dans le champ de stabilité du grenat ($Kd_{HREE}^{Grt/liq} \gg 1$ et $Kd_{Eu, Sr}^{Grt/liq} \ll 1$), donc à haute pression, alors qu'après 2500 Ma, elle a lieu en présence de plagioclase ($Kd_{HREE}^{Plag/liq} \ll 1$ et $Kd_{Eu, Sr}^{Plag/liq} \gg 1$), donc à basse pression. Ainsi, les TTG archéennes se forment par fusion partielle à haute pression (>15 kbar) de metabasaltes hydratés, en présence de grenat, d'amphibole et éventuellement, de rutile résiduels (*e.g.* Barker & Arth, 1976 ; Martin, 1986, 1987 ; Defant & Drummond, 1990 ; Petford & Atherton, 1996 ; Smithies, 2000 ; Foley *et al.*, 2002 ; Martin *et al.*, 2005 ; Moyen, 2011), alors que les granitoïdes post-archéens sont issus de la fusion de lithologies potentiellement similaires mais à basse pression (<15 kbar), dans le champ de stabilité du plagioclase.

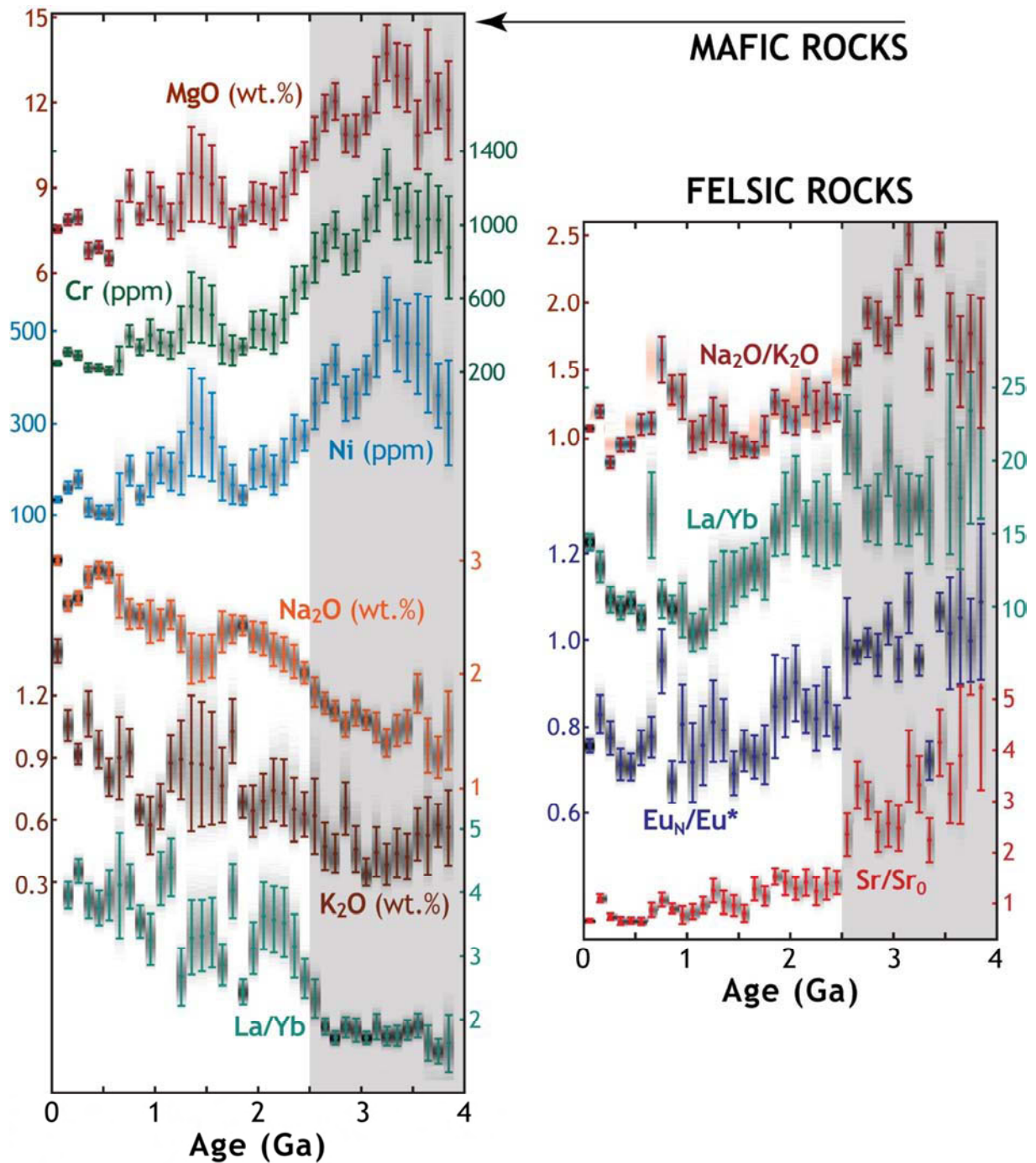


FIGURE 1.15 : Evolution de la composition chimique des roches magmatiques mafiques (à gauche) et felsiques (à droite) de la croûte continentale en fonction du temps (Keller & Schoene, 2012).

- Un enrichissement plus ou moins progressif de la source des granitoïdes crustaux en éléments très incompatibles, révélé par l'augmentation du rapport K_2O/Na_2O (ainsi que Rb/Sr et Th/Sc). Ainsi, la modélisation géochimique démontre que la source des TTG archéennes est une tholéiite assez pauvre en K_2O (~0.4 pds.%) et au spectre de terres rares pratiquement plat

($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 3$; Martin, 1987, 1994), alors que les granitoïdes post-archéens dérivent de la fusion, ou de la cristallisation, de basaltes enrichis en éléments incompatibles. Ceux-ci dérivent d'un manteau métasomatisé par l'adjonction de fluides ou de magmas issus de la plaque plongeante en contexte de subduction (*e.g.* Wyllie & Sekine, 1982 ; Tatsumi, 1986, 1989 ; Pitcher, 1987 ; McCulloch & Gamble, 1991 ; Condie, 1997 ; Schmidt & Poli, 1998 ; Barbarin, 1999 ; Kemp & Hawkesworth, 2003). Par conséquent, les granitoïdes protérozoïques et phanérozoïques sont plus riches en éléments incompatibles que les TTG non seulement parce que le matériel mafique dont ils sont les produits de différenciation dérive de taux de fusion plus faibles du manteau, mais aussi parce que ce manteau est lui-même enrichi en éléments incompatibles par rapport à l'Archéen.

Bien que le signal géochimique montre une évolution assez brutale de la composition de la croûte autour de 2500 Ma, la transition entre les deux régimes de production crustale (archéen et post-archéen) est marquée par la mise en place, entre 2500 et 3000 Ma (donc, tout au long de la transition Archéen-Protérozoïque), de granitoïdes particuliers reflétant cette évolution. Il s'agit des « sanukitoïdes », au sens (très) large du terme, dont la composition chimique est intermédiaire entre les TTG (spectres de REE fractionnés, peu ou pas d'anomalie négative en Eu) et certains produits mis en place après 2500 Ma (enrichissement en éléments incompatibles par rapport aux TTG, avec notamment un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ plus élevé, affinité calco-alcaline) (Shirey & Hanson, 1984 ; Smithies & Champion, 2000 ; Martin *et al.*, 2005, 2009). Ces sanukitoïdes sont contemporains de la mise en place d'une variété d'autres granitoïdes potassiques, et l'ensemble de ce magmatisme contraste assez nettement avec la mise en place des TTG tout au long de l'Archéen. En effet, par rapport à ceux-ci, les granitoïdes tardi-archéens sont beaucoup plus diversifiés en termes de sources et de processus pétrogénétiques et, en ce sens, ressemblent davantage à leurs homologues post-archéens (granites de « type I, A et S », pour reprendre la classification très simplifiée de Chappell & White, 1974, 1992). Ces objets font en grande partie l'objet de la présente thèse, en conséquence, leur typologie, leur origine et leur signification globale pour les changements géodynamiques de la transition Archéen-Protérozoïque seront traités plus en détail dans les chapitres suivants.

1.4. Des changements atmosphériques

De nombreux indices indiquent que la composition de l'atmosphère archéenne était bien différente de celle de l'atmosphère actuelle. Par exemple, la présence de grains détritiques de pyrite, d'uraninite ou encore de sidérite dans les sédiments sont censés refléter le caractère réducteur de l'atmosphère, dans la mesure où ces minéraux sont particulièrement instables en cas d'altération dans des conditions oxydantes (Holland, 1984). Ainsi, la découverte de tels minéraux dans des grès fluviaux âgés de 3250 à 2750 Ma dans le craton de Pilbara en Australie (Rasmussen & Buick, 1999) et dans le bassin du Witwatersrand en Afrique du Sud (Maynard *et al.*, 1991) confirment que l'atmosphère archéenne était extrêmement pauvre en O₂. Cette hypothèse est cohérente avec le fait que les paléosols oxydés (« sols rouges ») n'apparaissent qu'à partir du début du Protérozoïque (Kump, 2008 et références associées).

Des changements globaux dans le cycle du soufre vont également dans le sens de cette observation. En effet, l'altération des sulfures et des sulfates sous des conditions oxydantes génère un fractionnement des rapports isotopiques ³³S/³²S et ³⁴S/³²S par rapport aux standards terrestres, mais ne fractionne pas les deux rapports entre eux (Pavlov & Kasting, 2002), de sorte que l'on parle de fractionnement dépendant de la masse (*mass-dependent fractionation*). Ainsi, les mesures d'isotopes du soufre dans des sédiments âgés de ~2450 Ma à aujourd'hui montrent un tel type de fractionnement, alors que les sulfures et sulfates archéens (2450–3850 Ma) sont caractérisés par un fractionnement indépendant de la masse (*mass-independent fractionation*) qui montre que la composition isotopique du soufre était contrôlée par celle de l'atmosphère et caractéristique de conditions très réductrices (Farquhar *et al.*, 2000, 2007 ; Farquhar & Wing, 2003).

Par conséquent, ces différents arguments convergent vers la conclusion que l'atmosphère archéenne contenait beaucoup moins d'O₂ qu'aujourd'hui. Il est difficile d'estimer à quel point dans la mesure où la plupart des « oxydomètres » présentés ci-avant ne fournissent que des indications d'ordre semi-quantitatif (Holland, 1984). Cependant, les modèles assez récents de Pavlov & Kasting (2002) montrent que la pression partielle d'O₂ dans l'atmosphère archéenne était probablement en-deçà de la valeur actuelle de plus de 5 ordres de grandeur et donc inférieure à 2·10⁻⁶ bars (Figure 1.16).

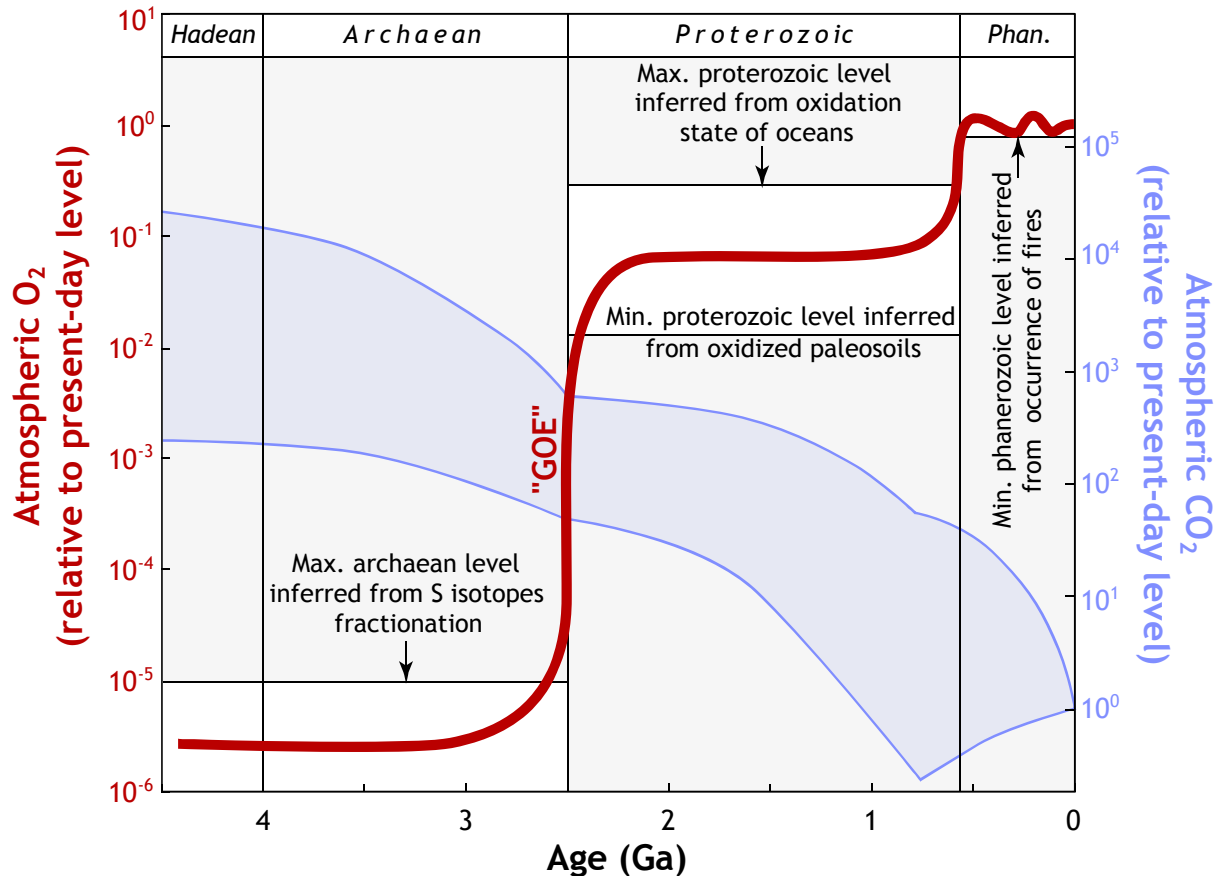


FIGURE 1.16 : Evolution de la composition de l'atmosphère terrestre en dioxygène (O_2 ; courbe rouge, d'après Kump, 2008) et dioxyde de carbone (CO_2 ; champ bleu, d'après Kasting, 1993) en fonction du temps. Les domaines en blanc correspondent aux teneurs en O_2 atmosphérique qui permettent d'expliquer l'enregistrement géologique. Noter que d'après ces données, le « Great Oxidation Event » (GOE) est survenu à ~2.5 Ga.

D'un autre côté, une autre contrainte sur la composition de l'atmosphère archéenne nous est indirectement fournie par sa température. Les données d'isotopes de l'oxygène sur les cherts archéens suggèrent que la température de l'océan à cette époque était beaucoup plus élevée qu'à l'heure actuelle, de l'ordre de 50 à 80°C (Knauth & Lowe, 2003), et donc que la température de l'atmosphère était potentiellement encore plus élevée. Cette interprétation a été remise en question et, sur la base d'autres modèles climatiques (Kasting & Howard, 2006) et du degré d'altération des roches précambriennes (Holland, 1984 ; Condie et al., 2001), d'autres auteurs sont arrivés à la conclusion que l'atmosphère archéenne n'était pas beaucoup plus chaude qu'aujourd'hui. Toutefois, ce résultat reste un problème en soi, puisqu'à l'Archéen, la constante solaire (c'est-à-dire, le flux énergétique qui arrive au sommet de l'atmosphère en provenance du Soleil) était 20 à 30% plus faible qu'à l'heure actuelle

(Gough, 1981 ; Kasting & Catling, 2003). Aussi, pour assurer des températures « clémentes » à l'Archéen, il fallait contrebalancer l'effet de ce flux solaire plus faible par un effet de serre plus important, et donc des concentrations atmosphériques élevées en gaz à effet de serre, notamment CO₂ et CH₄ (Kasting, 1993). L'origine des concentrations massives de ces gaz dans l'atmosphère archéenne est sans doute liée à un dégazage volcanique important ainsi que, dans le cas du CH₄, à l'activité potentielle de bactéries méthanogènes. Plus précisément, une atmosphère composée principalement de N₂ et de CO₂ dans les proportions 2:1, avec un peu de H₂, H₂S et CH₄, explique bien l'enregistrement paléoclimatique archéen (Walker, 1977 ; Kasting, 1993).

Si le déclin de la teneur en CO₂ atmosphérique a probablement été progressif entre l'Archéen et aujourd'hui (Kasting, 1993), il en a été tout autrement en ce qui concerne l'augmentation des teneurs en O₂. Différents indicateurs géologiques suggèrent qu'une augmentation brutale de la teneur en O₂ est survenue entre 2500 et 1850 Ma, connue sous le nom de « *Great Oxidation Event* » (GOE). En particulier, l'apparition de « niveaux rouges » (paléosols oxydés) et l'abondance des BIF (*Banded Iron Formations*, voir Section 1.3.2) dans cette gamme d'âge impliquent que la teneur en oxygène de l'atmosphère a brusquement augmenté, depuis ~0.001% jusqu'à au moins 1% de sa valeur actuelle (*e.g.* Cloud, 1972 ; Holland, 1984 ; Kump, 2008). Ainsi, en plus d'être relativement rapide à l'échelle des temps géologiques, cette oxydation de l'atmosphère a été également considérable en termes d'amplitude puisque sa pression partielle d'O₂ a au moins été multipliée par 1000.

Les raisons de cette oxydation massive de l'atmosphère juste après la fin de l'Archéen restent encore assez obscures. La quasi-totalité de l'O₂ provient de l'activité photosynthétique, qui a commencé aux alentours de 2725 Ma (âge des plus vieux stromatolithes dont l'origine biogénique n'est pas ambiguë ; Lepot *et al.*, 2008), aussi est-on en droit de se demander pourquoi l'augmentation de la pression partielle d'O₂ dans l'atmosphère a été retardée de plus de 200 Ma. Il est possible que durant cette période de temps, tout l'oxygène produit par l'activité photosynthétique ait servi à oxyder progressivement les océans (d'où la précipitation massive de BIF) et que c'est seulement lorsque ceux-ci furent saturés que l'oxydation de l'atmosphère a débuté. Mais la présence de BIF contemporains de sols oxydés dans l'enregistrement géologique suggère plutôt que l'oxydation de l'atmosphère et des océans (du moins en ce qui concerne la partie supérieure de ces derniers) ont eu lieu de manière

simultanée (Kasting, 1993). Aussi, l'oxydation de l'atmosphère pourrait aussi être liée à des processus internes plutôt que biogéniques. Keller & Schoene (2012) ont ainsi récemment proposé que le « pouvoir oxydant » des TTG archéennes était plus faible que celui des laves d'arc post-archéennes, dans la mesure où le résidu à l'équilibre avec les TTG est éclogitique, donc riche en grenat dont le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est plus élevé que dans les minéraux résiduels des laves d'arc (olivine, orthopyroxène). Alternativement, un changement des conditions d'oxydation du manteau (Kasting *et al.*, 1993) ou une évolution dans le style du dégazage volcanique (passant de subaquatique à subaérien ; Kump & Barley, 2007) ont également été avancées. Quels qu'ils soient, il est très probable que ces changements d'origine interne ayant participé à l'oxydation du manteau aient un lien direct avec l'évolution des mécanismes géodynamiques à la TAP. Cette conclusion montre que ces changements n'ont pas affecté que la Terre solide, mais aussi les enveloppes externes (océan et atmosphère) et potentiellement le développement de la vie, par l'intermédiaire de leur participation au développement d'une atmosphère riche en O_2 .

1.5. Évolution de quelques autres paramètres géologiques

Cette partie résume d'autres changements survenus à la TAP et qui n'ont pas été enregistrés par un système géologique dans son ensemble (par exemple, la croûte continentale, le manteau, l'atmosphère...) mais dont l'interprétation va dans le sens d'une évolution des mécanismes géodynamiques à la fin de l'Archéen. Par exemple, les données d'isotopes de l'oxygène dans les zircons extraits de granitoïdes crustaux trahissent des évolutions sensiblement différentes entre les régimes archéens et modernes. Valley *et al.* (2005) ont ainsi montré que le $\delta^{18}\text{O}$ ($= [\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O}_{\text{ech}} / \text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O}_{\text{std}} - 1] \times 1000$) des zircons archéens étaient globalement compris dans une gamme assez restreinte entre +5‰ et +8‰, proche des valeurs typiques du manteau (5 à 6‰ ; Figure 1.17). En revanche, à partir de ~2500 Ma, les valeurs maximales caractérisant les données montrent une évolution croissante avec le temps jusqu'à des valeurs dépassant +10‰ (Figure 1.17). Les isotopes de l'oxygène étant particulièrement sensibles aux processus d'interactions avec l'hydrosphère, ces variations ont été interprétées comme révélant une augmentation progressive de la proportion de matériaux sédimentaires dans la source des granitoïdes (Valley *et al.*, 2005).

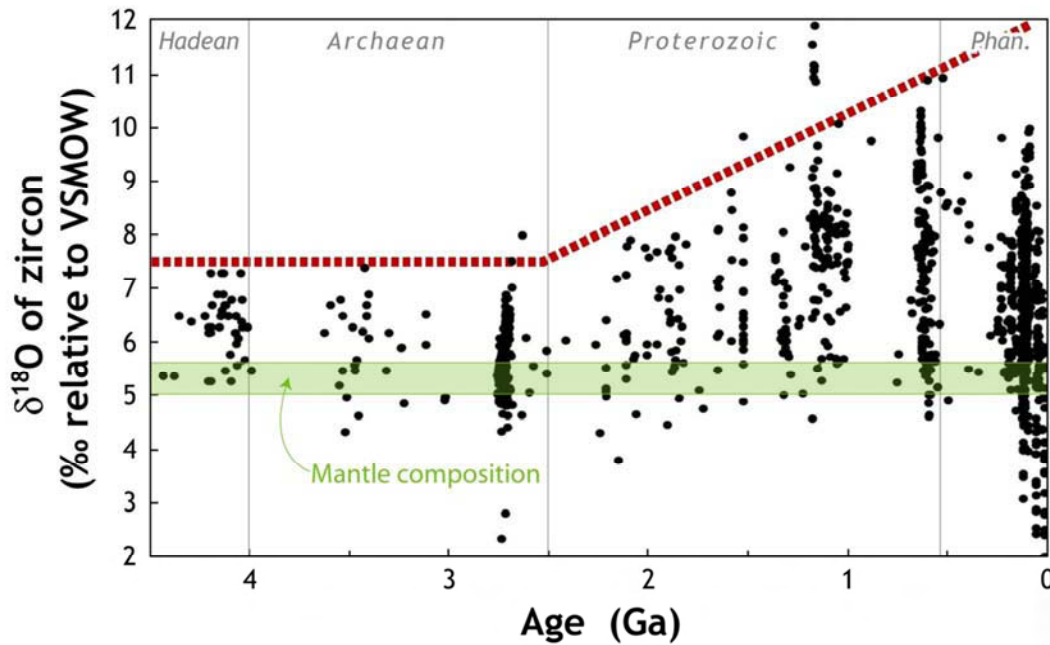


FIGURE 1.17 : Composition isotopique de l'oxygène des zircons (exprimés sous forme de la notation $\delta^{18}\text{O}$) extraits de granitoïdes crustaux pour une large gamme d'âges (Valley et al., 2005). Le champ vert correspond à la gamme de composition isotopique du manteau terrestre.

Une autre interprétation possible serait que ces variations reflètent non pas une augmentation de la proportion, mais plutôt une évolution de la composition en isotopes de l'oxygène du pôle « sédimentaire » dans la source des matériaux granitiques. En effet, les roches sédimentaires archéennes, du fait de leur immaturité, ont généralement des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles que leurs équivalents modernes (Lowe, 1994 ; Veizer & McKenzie, 2003), ce qui pourrait expliquer cette gamme de $\delta^{18}\text{O}$ beaucoup plus restreinte à l'Archéen. Toutefois, même si l'évolution séculaire du signal de $\delta^{18}\text{O}$ reflète celle de la composition des sédiments, un tel modèle n'est pas dépourvu d'implications puisqu'il marque l'avènement de roches sédimentaires de plus en plus évoluées après 2500 Ma et donc, la maturation progressive de la croûte continentale.

Par ailleurs, les données disponibles sur le manteau lithosphérique, quoique beaucoup plus discontinues que l'enregistrement crustal, montrent également une évolution entre l'Archéen et le Protérozoïque. Premièrement, les xénolithes de péridotites cratoniques possèdent des compositions chimiques bien distinctes des péridotites d'âge inférieur à 2500 Ma, que ce soit les xénolithes dans les laves intraplaques, les péridotites abyssales ou orogéniques. En particulier, elles sont très pauvres en Al_2O_3 , CaO , FeO et présentent un Mg\# très élevé, compris entre 0.90 et 0.94 (Boyd, 1989, 1997 ; Pearson *et al.*, 2003). Ces caractéristiques

amènent à les considérer comme des résidus de fusion partielle, à partir desquels de grande quantité de liquide ont été extraits (Boyd, 1989) : par exemple, les péridotites échantillonnées par la kimberlite d'Udachnaya, dans le craton sibérien, résultent de l'extraction de 30 à 45% de liquide à des pressions allant de 10 à 50 kbar (Ionov *et al.*, 2010). Ces observations sont très cohérentes avec les conditions thermiques supposées du manteau archéen, beaucoup plus « chaudes » qu'aujourd'hui et donc susceptibles de subir des taux de fusion bien plus importants (voir Section 1.2.1).

Un autre aspect intéressant de la géochimie des xénolithes cratoniques réside dans leur composition isotopique $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$. En effet, le ^{187}Re (radioactif) est un élément incompatible qui aura tendance à être incorporé préférentiellement dans le liquide lors d'un épisode de fusion, alors que le ^{187}Os (radiogénique) présente le comportement inverse et sera fortement fractionné dans les phases résiduelles. Ainsi, il est possible de calculer des âges d'appauvrissement en Re (T_{RD} pour *Time of Re Depletion*) sur la base de la composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Il est intéressant de noter que beaucoup de xénolithes cratoniques enregistrent des T_{RD} entre 2500 et 2900 Ma (Pearson *et al.*, 2002 ; Carlson *et al.*, 2005 ; Figure 1.18), c'est-à-dire pendant la TAP. Par conséquent, il semblerait que le manteau lithosphérique ait subi un épisode de fusion majeur à la fin de l'Archéen (Condie & O'Neill, 2010).

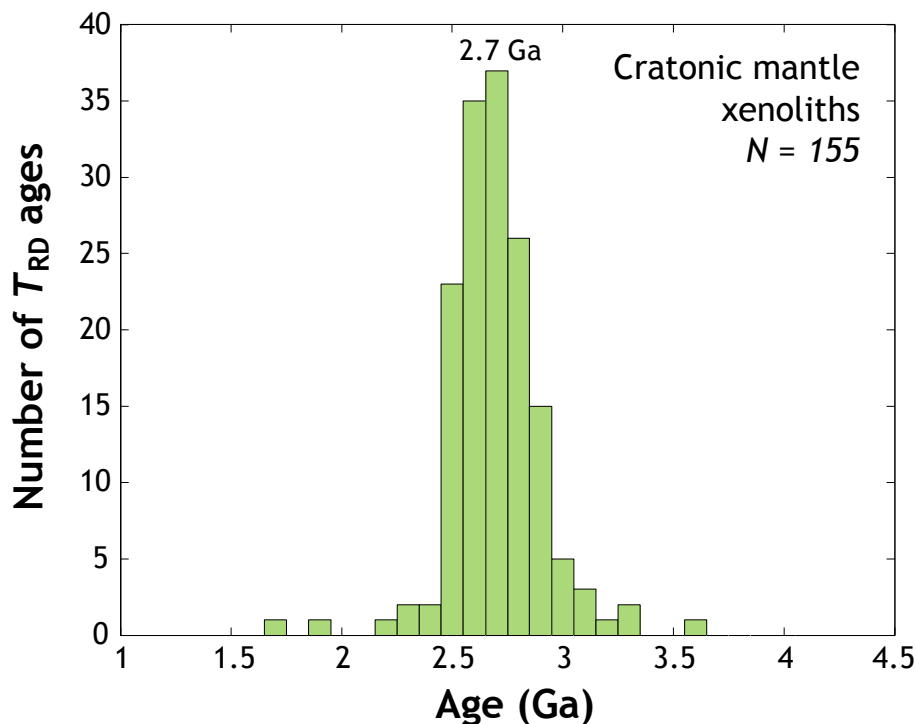


FIGURE 1.18 :
Répartition temporelle
des âges
d'appauvrissement en
Re (T_{RD}) de péridotites
cratoniques (Condie &
O'Neill, 2010, d'après
des données de
Pearson *et al.*, 2002 et
Carlson *et al.*, 2005)

Enfin, des données géophysiques apportent également des informations intéressantes sur la TAP. Par exemple, en ce qui concerne la géométrie globale de la croûte : Durrheim & Mooney (1991) ont ainsi montré qu'en moyenne, la croûte archéenne était ~20% moins épaisse que son homologue protérozoïque (35 et 45 km, respectivement) et ne présentait pas, à sa base, de couche caractérisée par des vitesses d'ondes P supérieures à $7 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$. Ces auteurs interprètent ces différences comme résultant soit de processus primaires, acquis lors de la genèse de la croûte (la croûte archéenne serait un produit direct de la fusion du manteau, sans passer par un intermédiaire basaltique) ou secondaires (le manteau lithosphérique cratonique est très peu fertile et ne peut donc pas générer de liquides basaltiques susceptibles d'être sous-plaqués). D'autre part, les propriétés magnétiques d'échantillons provenant du craton du Kaapvaal et de la province du Supérieur, âgés de 2700 à 2100 Ma, montrent une modification significative de l'intensité du champ magnétique terrestre à cette période. Ainsi, de globalement similaire à celle d'aujourd'hui pendant l'Archéen (voire plus faible), cette intensité a augmenté jusqu'à 4 fois la valeur actuelle dans cet intervalle de temps (Hale, 1987), avant de décroître à nouveau. Ces données indiquent que la dynamique du noyau terrestre, source du champ magnétique, a également connu des perturbations majeures autour de la TAP.

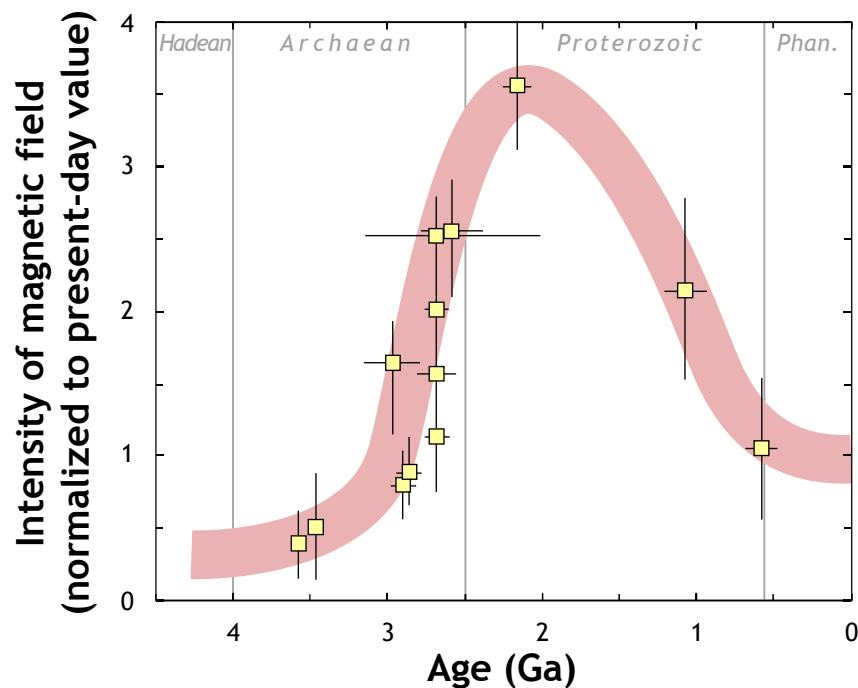


FIGURE 1.19 : Evolution de l'intensité du champ magnétique terrestre en fonction du temps (modifié d'après Breuer & Spohn, 1995 et Hale, 1987). En jaune : mesures ; en rouge : extrapolation.

1.6. Synthèse

A la lumière des données présentées ci-dessus, il apparaît clairement que le régime thermique terrestre ainsi que de nombreux paramètres caractérisant la croûte continentale (conditions métamorphiques, style de déformation, nature lithologique et composition chimique), mais aussi le manteau, les enveloppes externes et même le noyau, ont évolué significativement à la fin de l'Archéen. Si, pour certains d'entre eux, l'évolution est plutôt continue (c'est le cas par exemple de l'évolution des gradients métamorphiques ou des styles orogéniques), d'autres en revanche ont brutalement changé autour de la TAP. C'est typiquement le cas de la nature et de la composition des granitoïdes crustaux, cible de cette étude et qui reflète directement les mécanismes d'extraction et de différenciation interne de la croûte continentale. Ainsi, il apparaît sans équivoque que ces mécanismes ont rapidement changé à la fin de l'Archéen.

Il est notable que les processus d'extraction de la croûte continentale archéenne, en particulier des séries de type TTG qui en constituent l'essentiel du volume, sont encore matière à controverse. Comme décrit dans la Section 1.3.3, les données géochimiques et expérimentales s'accordent pour conclure que les TTG proviennent de la fusion d'une source metabasaltique hydratée, laissant un résidu sans plagioclase mais contenant grenat, amphibole et, éventuellement, rutile. En revanche, le contexte géodynamique dans lequel ces TTG se forment est toujours un sujet très débattu. Sur la base de leur affinité géochimique avec les adakites, des conditions P - T nécessaire à leur genèse ainsi que leur évolution de composition au cours de l'Archéen, certains auteurs suggèrent que les TTG proviennent de la fusion de croûte océanique dans des zones de subduction plus « chaudes » qu'aujourd'hui (Martin, 1986, 1994 ; Defand & Drummond, 1990 ; Foley *et al.*, 2002 ; Martin & Moyen, 2002 ; Rapp *et al.*, 2003 ; Martin *et al.*, 2005). D'autres, en revanche, proposent que les TTG sont issus de la fusion ou de la cristallisation de matériel basaltique à la base d'une croûte mafique épaissie, par exemple analogue à un plateau océanique moderne, à l'aplomb de panaches mantelliques (Kröner, 1991 ; Smithies, 2000 ; Whalen *et al.*, 2002 ; Bédard *et al.*, 2003 ; Smithies *et al.*, 2005 ; Bédard, 2006 ; van Kranendonk *et al.*, 2007 ; Willbold *et al.*, 2009). En fait, les deux hypothèses ne sont pas mutuellement exclusives et il ne semble pas y avoir de contexte géodynamique « typique » pour la genèse de la croûte archéenne, chaque craton présentant ses

spécificités. De même, Halla *et al.* (2009) et Moyen (2011) ont démontré que la géochimie des TTG était plus complexe qu'elle n'y paraît au premier abord et reflète en réalité une assez large gamme de sources (quoique toujours constituées de roches mafiques ignées) et de profondeurs de fusion.

Quoi qu'il en soit, cette controverse n'a pas de conséquence directe sur la conclusion principale de cette synthèse, puisque quel que soit le modèle qu'on retiendra pour expliquer la croissance crustale durant l'Archéen, celle-ci sera clairement différente de celles invoquées pour extraire la croûte continentale du manteau depuis le Protérozoïque. En effet, comme nous l'avons discuté dans la Section 1.3.3, la majorité des granitoïdes plus récents (mis en place depuis 2500 Ma) montrent des caractéristiques géochimiques bien distinctes des TTG, suggérant une fusion à plus faible profondeur et une source plus enrichie en éléments incompatibles qu'à l'Archéen.

1.7. Les causes probables

Cette partie résume les hypothèses principales qui ont déjà été avancées pour rendre compte des changements géodynamiques de la TAP. Certaines d'entre elles seront reprises et discutées tout au long de cette thèse et plus particulièrement dans le Chapitre 7. Globalement, deux styles d'hypothèses s'opposent, celles invoquant des processus à court terme (hypothèses « discrètes ») et d'autres mettant en jeu des mécanismes globaux évoluant tout au long de l'histoire de la Terre (hypothèse « continues »).

1.7.1. Hypothèses « discrètes »

Les hypothèses « discrètes » invoquent principalement une réorganisation de la dynamique du manteau terrestre. La plus populaire est celle qui considère un phénomène de « *mantle overturn* », c'est-à-dire une restructuration globale du manteau par l'action conjuguée d'avalanches froides et de panaches mantelliques (Stein & Hofmann, 1994 ; Davies, 1995 ; Condie, 1998 , Yale & Carpenter, 1998). L'accumulation de matériel éclogitique provenant de croûte océanique subduite, au niveau de la discontinuité à 670 km, provoquerait une « chute » périodique et transitoire de ce matériel dans le manteau profond, initiant des instabilités gravitaires sources de panaches remontant vers la surface (Figure 1.20). Ce modèle a

l'avantage de bien expliquer le caractère épisodique de la croissance crustale, révélé par les distributions statistiques des âges U–Pb de matériaux juvéniles, ainsi que le cycle des supercontinents (Condie, 1998 ; Condie & Aster, 2010). Toutefois, l'absence de « pics » de croissance crustale avant la fin de l'Archéen (le premier survient à 2700 Ma) reflèterait le recyclage abondant du matériel subduit dans la genèse des TTG et donc, son incapacité à s'accumuler à la transition de phase des 670 km (Kemp & Hawkesworth, 2003). Dans cette optique, le premier épisode d'« avalanches froides » n'est pas la *cause* des changements géodynamiques de la fin de l'Archéen, mais en est plutôt la *conséquence*. En effet, elle traduirait dans ce cas la transition entre un régime d'extraction de la croûte dominé par les TTG et un régime dominé par des granitoïdes formés en contexte de subduction mais sans invoquer la fusion de la croûte océanique.

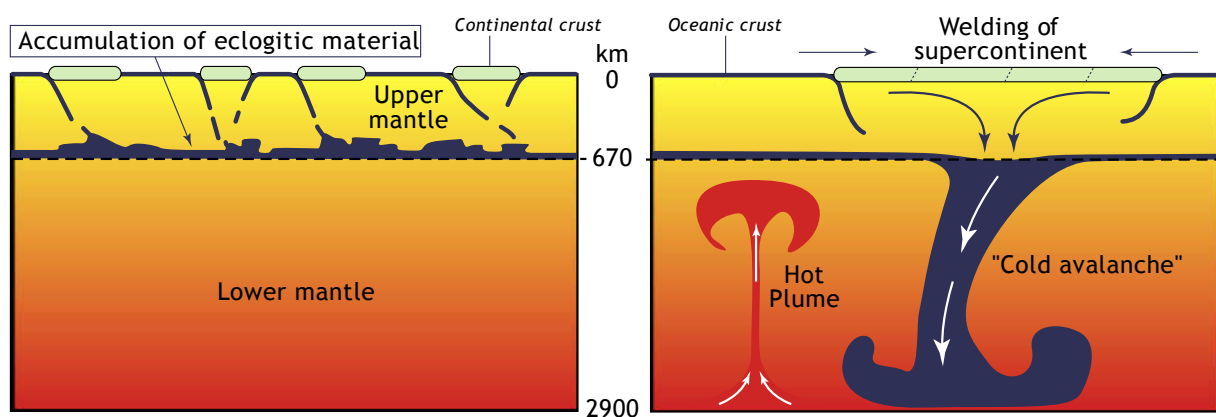


FIGURE 1.20 : Le modèle d'« avalanche froide » : pendant la première phase (à gauche), du matériel éclogitique dense ($d > 3.3$) est subduit et s'accumule à la transition de phase de 670 km (base du manteau supérieur). Passé un certain seuil, ce matériel « coule » dans le manteau inférieur au cours de la seconde phase (à droite), provoquant l'assemblage d'un supercontinent en surface et, en profondeur, une instabilité qui génère la remontée de panaches mantelliques chauds. D'après les modèles de Stein & Hofmann (1994), Davies (1995), Condie (1998) et Yale & Carpenter (1998).

Une autre alternative consiste à considérer une réorganisation de la convection mantellique et, en particulier, le passage d'une convection à deux couches à une convection à une seule couche (Breuer & Spohn, 1995). A noter que ce modèle est finalement assez proche du précédent, dans le sens où la réorganisation de deux à une couche implique un transfert de matériel depuis le manteau supérieur vers le manteau profond, et vice versa. Cependant, la différence majeure est que ce phénomène n'est pas provoqué par la dynamique lithosphérique (accumulation de matériel éclogitique provenant de croûte subduite ou délamainée) mais

s'explique dans le cadre de l'évolution thermo-mécanique globale du manteau (Breuer & Spohn, 1995). Quoi qu'il en soit, cette hypothèse explique assez bien le pic de production de croûte continentale à ~2700 Ma ainsi que l'évolution séculaire de certains paramètres, notamment le taux de croissance crustale et l'intensité du champ magnétique.

Enfin, d'autres auteurs proposent que ce n'est pas le manteau qui est le siège d'une réorganisation, mais le noyau, comme l'indique les variations du champ magnétique terrestre à la fin de l'Archéen (voir Section 1.5). Plus particulièrement, la nucléation de la graine (c'est-à-dire du noyau interne solide) serait responsable de ces perturbations magnétiques (Hale, 1987). Ce modèle a été précisé par Kumazawa *et al.* (1994), qui suggèrent que ces changements dans la stratification du noyau ont induit des perturbations de la couche D'', source des panaches mantelliques. Ainsi, la formation du noyau interne a probablement été accompagnée d'une recrudescence temporaire de l'activité des panaches, conduisant à une fusion partielle importante du manteau supérieur et la production de larges volumes de croûte continentale. Cette hypothèse est, elle aussi, en bon accord avec la présence d'un pic de croissance crustal à ~2700 Ma (Condie, 1998), qui coïncide également avec l'âge d'appauvrissement médian du manteau lithosphérique sous-cratonique (Pearson *et al.*, 2002 ; Carlson *et al.*, 2005 ; voir Section 1.5).

1.7.2. Hypothèses « continues »

Les modèles impliquant une évolution continue et globale se basent sur un seul et même phénomène : le refroidissement terrestre (*e.g.* Ernst, 2009). Celui-ci explique l'évolution de la nature et de la géochimie des laves, ainsi que les changements dans les enregistrements lithologiques, métamorphiques et structuraux de la croûte continentale. Un des inconvénients de ce modèle est qu'il ne rend pas bien compte, *a priori*, de la brutalité dans l'évolution géochimique et pétrographique des granitoïdes crustaux. Néanmoins, celle-ci n'est qu'apparente, dans la mesure où des magmas intermédiaires entre TTG et granitoïdes modernes se mettent en place durant plus de 500 Ma à la TAP (les sanukitoïdes). De plus, les TTG eux-mêmes montrent une évolution séculaire pendant l'Archéen, avec notamment un enrichissement progressif en Sr d'une part, Mg, Ni et Cr d'autre part, ce qui traduirait une augmentation de la pression de fusion et des interactions avec le manteau de plus en plus intenses (Martin & Moyen, 2002). Si on considère que les TTG se forment par fusion de

croûte océanique subduite, cela démontre que la fusion a lieu de plus en plus profondément du fait d'un refroidissement global du système.

Alternativement, on peut aussi avoir recours à des origines plus « locales ». Ainsi, Blake & Groves (1987) ont montré, sur la base de l'étude de séquences tardi-archéennes du craton ouest-australien, que la suite d'évènements qui caractérise la fin de l'Archéen est fondamentalement diachrone d'un endroit à un autre. Ces auteurs attribuent ainsi les changements géodynamiques de la TAP à des causes principalement locales, liées à la stabilisation et la cratonisation finales de portions de croûte continentale. D'autres arguments vont dans le sens de cette hypothèse : ainsi, selon les cratons, les sanukitoïdes se mettent en place entre 3000 et 2500 Ma, mais pendant un laps de temps n'excédant jamais 100 Ma. Ainsi, chaque craton archéen aurait sa « propre » transition Archéen-Protérozoïque, correspondant au moment où la croûte continentale est stabilisée.

Malgré tout, en dépit de son caractère diachrone, l'apparition des sanukitoïdes et roches associées est un processus relativement court, à l'échelle des temps géologiques, et l'origine de ces granitoïdes contraste nettement avec la relative homogénéité des processus archéens (voir les Chapitres 2 et 4 à ce sujet). De même, l'occurrence de ces produits magmatiques bien particuliers est suivie, dans chaque craton, par une période de quiescence relativement longue (plusieurs centaines de Ma) avant le début des épisodes protérozoïques (Condie *et al.*, 2009), ce qui atteste de la nature assez radicale des changements géodynamiques de la fin de l'Archéen. Enfin, même si la TAP ne correspond en fait qu'à la stabilisation finale de chaque craton, il reste à comprendre pourquoi cette stabilisation a lieu, à l'échelle du globe, pendant cette période de temps relativement courte. De ce fait, si un processus « continu » tel que le refroidissement terrestre est à l'origine de l'ensemble de ces changements, il faut invoquer un effet de seuil qui brise la continuité de ce processus, ou alors des conséquences de l'évolution continue qui, elles, présentent un caractère ponctuel dans le temps. Cette discussion est plus largement développée dans le Chapitre 7, et nous y proposerons également des éléments de réponse aux problèmes soulevés dans ce paragraphe.

Chapitre 2

Les sanukitoïdes tardi-archéens et les granites associés

Comme évoqué à plusieurs reprises au cours du chapitre précédent (voir notamment les sections 1.3.1, 1.3.3 et 1.6), l'évolution des mécanismes de formation de la croûte continentale n'a pas été aussi brutale que ne le laisse paraître l'enregistrement géologique global. En effet, les changements lithologiques et géochimiques qui ont affecté les granitoïdes crustaux sont soulignés par la présence des sanukitoïdes, des magmas bien particuliers qui présentent trois caractéristiques majeures :

- Ils se sont mis en place entre 3000 et 2500 Ma, c'est-à-dire au cours d'une période relativement courte qui correspond à la transition Archéen-Protérozoïque ;
- Leur composition chimique les rapproche à la fois des TTG et des granitoïdes mis en place après 2500 Ma ;
- Leur extension géographique est globale, puisqu'on les retrouve dans la quasi-totalité des cratons archéens à travers le monde.

Ces trois caractéristiques indiquent que les sanukitoïdes ont enregistré l'évolution des mécanismes de genèse de la croûte continentale à la fin de l'Archéen, et qu'ils constituent donc des objets de choix pour les étudier.

Depuis que les sanukitoïdes ont été caractérisés dans le milieu des années 1980, ils ont fait l'objet de nombreuses études et leur définition n'a cessé d'évoluer, de sorte qu'ils constituent aujourd'hui un groupe assez large aux limites très floues. Celui-ci regroupe les sanukitoïdes eux-mêmes, c'est-à-dire tels qu'ils ont été originellement définis, mais aussi d'autres magmas couvrant un vaste spectre de composition, qui leur sont apparentés mais sans toutefois pouvoir être qualifiés de sanukitoïdes au sens strict du terme. D'autres, enfin, sont clairement différents des sanukitoïdes mais toutefois bien distincts des TTG archéennes. Le but de ce chapitre est de présenter l'ensemble de ces objets sur un plan géologique, pétrographique et géochimique, ainsi que de clarifier la définition de ce groupe des sanukitoïdes qui est le plus représentatif de ce magmatisme particulier à la transition Archéen-Protérozoïque.

2.1. Les sanukitoïdes

2.1.1. Définition historique

Shirey & Hanson (1984) ont étudié la suite magmatique de Rainy Lake, dans la province du Supérieur au Canada (Figure 2.1), constituée de roches plutoniques (diorites, granodiorites) et volcaniques (trachyandésites, rhyodacites) d'âge archéen (2680–2750 Ma) mais qui ne pouvaient en aucun cas être rattachées au groupe des TTG au regard de leur pétrographie et de leur géochimie. En effet, leur nature, leur minéralogie et, dans une certaine mesure, leur composition en éléments majeurs rappelaient davantage des andésites magnésiennes mises en place au Miocène dans la ceinture volcanique de Setouchi, au sud-ouest du Japon, et connues sous le nom de sanukites (Tatsumi & Ishizaka, 1982). Toutefois, les roches identifiées dans la province du Supérieur s'en distinguent, non seulement de par leur âge archéen, mais aussi par leur occurrence principalement plutonique et par des compositions en éléments majeurs et traces différentes (en particulier des concentrations beaucoup plus élevées en potassium et autres éléments incompatibles). Ceci amena Shirey & Hanson (1984) à les qualifier de « *sanukitoïdes* ».

Il faut noter que ce ne sont pas Shirey & Hanson (1984) qui ont « découvert » ces roches, connues depuis longtemps dans les terrains archéens comme étant bien différentes des TTG, notamment en raison de leur nature potassique et de leur caractère intrusif dans celles-ci. En effet, des sanukitoïdes avaient déjà été décrits en Finlande, dans le craton Karélien : il s'agit d'un ensemble de granitoïdes mis en place autour de ~2500 Ma et regroupés sous la terminologie de « *granodiorites de type Arola* » (Blais *et al.*, 1977 ; Vidal *et al.*, 1980 ; Martin *et al.*, 1983a,b). Ces roches ont été interprétées, sur la base de leur composition isotopique, comme provenant du recyclage de croûte continentale préexistante (Martin *et al.*, 1983a,b). Plus particulièrement, ce recyclage serait lié à la fusion partielle de gneiss de type TTG, avec entraînement partiel du résidu pour expliquer la composition relativement mafique des granodiorites de type Arola (Querré, 1985). À l'inverse, Shirey & Hanson (1984) ont démontré que les sanukitoïdes de Rainy Lake provenaient d'une source mantellique, variablement enrichie en éléments incompatibles juste avant la fusion. En cela, leur étude a été pionnière dans le domaine puisqu'ils ont été les premiers à envisager l'existence de granitoïdes archéens dont l'origine était directement mantellique.

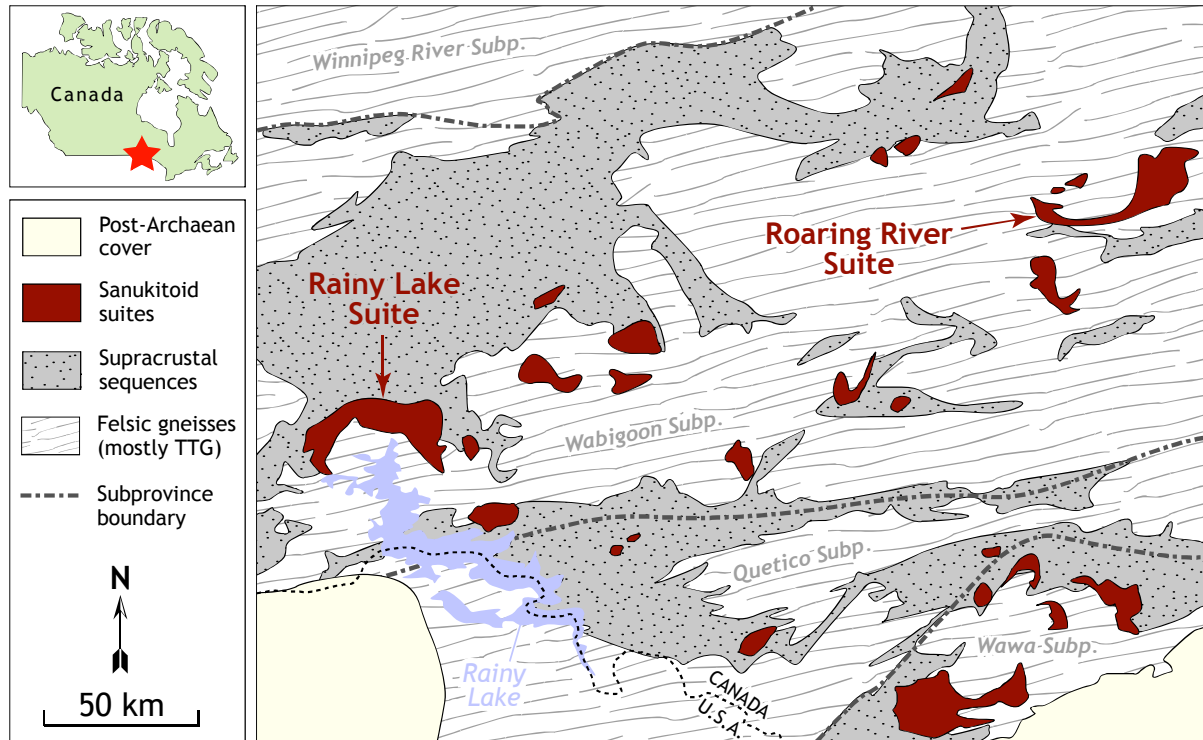


FIGURE 2.1 : Localisation, dans la province du Supérieur au Canada, des suites sanukitoïdes de Rainy Lake et Roaring River à partir desquelles la définition historique de la série a été établie (Shirey & Hanson, 1984 ; Stern et al., 1989). Modifié d'après Stern et al. (1989).

A partir de l'étude du complexe de Roaring River, toujours dans la province du Supérieur au Canada, Richard Stern et ses collaborateurs (Stern, 1989 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991) ont précisé la définition essentiellement comparative de Shirey & Hanson (1984) en une typologie basée sur la composition chimique. D'après ces auteurs, les roches les plus proches des sanukitoïdes miocènes du Japon sont des monzodiorites caractérisées par les critères suivants :

- Des teneurs en **SiO₂ comprises entre 55 et 60%** en poids d'oxyde et des concentrations en **K₂O et MgO supérieures à 1% et 6%** en poids, respectivement ;
- Un **Mg# (Mg/[Mg+Fe²⁺]) supérieur à 0.6** ;
- Des teneurs élevées en éléments de transition et plus particulièrement **plus de 100 ppm de Ni et plus de 200 ppm de Cr** ;
- Des teneurs élevées en éléments lithophiles à grande rayon ionique (LILE pour *Large Ion Lithophile Elements*), en particulier **Sr et Ba** dont les concentrations respectives doivent **dépasser 500 ppm** ;
- Un rapport **Rb/Sr inférieur à 0.1** ;

- Un spectre de terres rares très fractionné et pas d'anomalie négative en Eu.

Au regard du premier critère, les sanukitoïdes sont donc des roches de composition intermédiaire, et plus précisément monzodioritique, d'où leur appellation usuelle de diorites magnésiennes (« *high-Mg diorites* »), voire de diorites magnésio-potassiques. Il est intéressant de noter que la majorité des roches décrites comme étant des « sanukitoïdes » depuis la publication de cette définition (entre 1991 et 2012) appartiennent en fait à la « suite sanukitoïde » et sont, pour la plupart, des granodiorites. En effet, comme on le voit sur la Figure 2.2, seulement 18 échantillons sur ~600 répondent strictement à la définition géochimique donnée ci-dessus en ce qui concerne les teneurs en silice et magnésium ! Cet exemple illustre notamment le fait que les sanukitoïdes *s.s.* sont toujours associés, d'une part à des roches ultramafiques, et surtout, d'autre part, à des termes plus différenciés (granodiorites, granites), ces derniers étant souvent bien plus abondants en termes de volume que les monzodiorites.

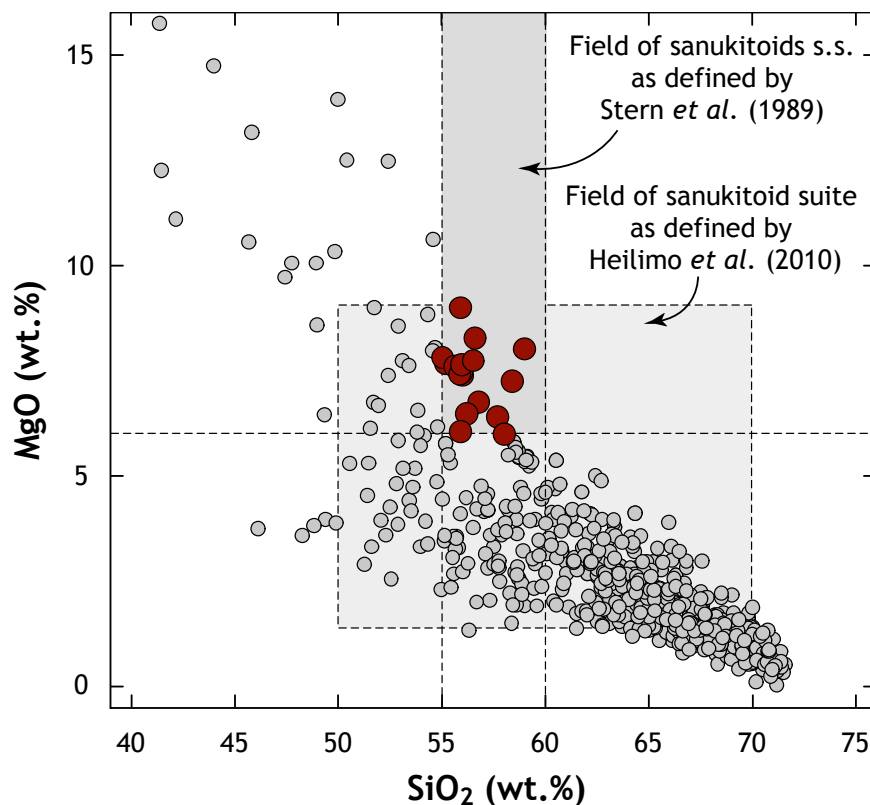


FIGURE 2.2 : Diagramme MgO vs. SiO₂ présentant les compositions de tous les sanukitoïdes décrits comme tels dans la littérature (ronds gris), en comparaison de ceux répondant strictement à la définition donnée par Stern et al. (1989) (ronds rouges). Moins de 5% des échantillons tombent dans le champ correspondant aux critères donnés par cette définition ! Par contre, la majorité d'entre eux sont décrits par la définition de la suite sanukitoïde introduite par Heilimo et al. (2010).

Ce problème a été abordé par Stern (1989) : il a introduit le terme de « *sanukitoid suite* » (suite sanukitoïde), qui comprend des roches dont les concentrations en SiO₂ varient entre 55 et 73% en poids et présentant les mêmes caractéristiques géochimiques que les sanukitoïdes *s.s.*, avec cependant des Mg# plus faibles (0.43–0.59) et des teneurs moindres en Ni et Cr (maximum 80 et 135 ppm, respectivement). Stern & Hanson (1991) ont ensuite déterminé que ces magmas dérivait des sanukitoïdes *s.s.* par cristallisation fractionnée, mais sans conserver la nomenclature de « suite sanukitoïde », ce qui peut expliquer cette confusion apparente entre les deux terminologies. Heilimo *et al.* (2010) ont récemment remanié la définition de manière à englober non seulement les sanukitoïdes *s.s.*, mais aussi tous leurs produits de différenciation, en se basant sur l'exemple du bouclier Baltique, en Finlande. La définition proposée par ces auteurs est comparée à la définition historique dans le Tableau 2.1. D'après cette comparaison, il apparaît que la définition proposée par Heilimo *et al.* (2010) englobe à la fois les sanukitoïdes *s.s.* et leurs produits de différenciation (suite sanukitoïde), et peut donc être considérée, à l'heure actuelle, comme la classification géochimique du groupe des sanukitoïdes la plus pertinente.

Critère de classification	Sanukitoïdes <i>s.s.</i> (Stern <i>et al.</i> , 1989)	Suite sanukitoïde (Stern, 1989)	Série sanukitoïde (Heilimo <i>et al.</i> , 2010)
SiO ₂	55–60 % pds.	55–73 % pds.	50–70 % pds.
K ₂ O	>1 % pds.	1–4 % pds.	1.5–5 % pds.
MgO	>6 % pds.	0.5–6 % pds.	1.5–9 % pds.
Mg#	>0.6	0.4–0.6	0.45–0.65
Cr	>200 ppm	10–135 ppm	20–400 ppm
Ni	>100 ppm	5–80 ppm	15–200 ppm
Sr	>500 ppm	>500 ppm	Sr + Ba > 1400 ppm
Ba	>500 ppm	>500 ppm	
Rb/Sr	>0.1	<i>Non spécifié</i>	<i>Non spécifié</i>
Fractionnement REE	Important (<i>critère qualitatif</i>)	Important (<i>critère qualitatif</i>)	(Gd/Er) _N = 2–6
Eu _N /Eu*	~1	~1	<i>Non spécifié</i>

TABLEAU 2.1 : Comparaison entre les définitions historiques des sanukitoïdes et de la suite sanukitoïde (Stern, 1989 et Stern *et al.*, 1989) avec la définition récente proposée par Heilimo *et al.* (2010).

2.1.2. Répartition géographique

La carte de la Figure 2.3 présente toutes les occurrences de sanukitoïdes à travers le monde ; certaines sont avérées, c'est-à-dire décrites comme telles, ou pour lesquelles la ressemblance pétrographique est validée par des analyses géochimiques. D'autres sont seulement suspectées, dans le cas où la nature des matériaux en question est proche de celle des sanukitoïdes mais qu'aucune donnée chimique ne vient étayer cette affinité.

Puisqu'ils ont été les premiers à être définis, les sanukitoïdes canadiens ont focalisé l'intérêt des différentes études menées sur le sujet jusqu'à la fin des années 1990. La province du Supérieur est de loin la plus représentée : les sanukitoïdes y forment de petites intrusions bien circonscrites dans les sous-provinces de Berens River, de Wabigoon et de Quetico (Shirey & Hanson, 1984 ; Stern *et al.*, 1989 ; Sutcliffe *et al.*, 1990 ; Stern & Hanson, 1991 ; Stevenson *et al.*, 1999 ; Whalen *et al.*, 2004), autour de la ceinture de roches vertes de Michipicoten dans la sous-province Wawa (Sage *et al.*, 1996) et de la zone volcanique méridionale de l'Abitibi (Feng & Kerrich, 1992), ainsi qu'une partie du batholite du lac Abitibi (Sutcliffe *et al.*, 1990). Cependant, Davis & Hegner (1992) reportent aussi la présence au sein du craton de l'Esclave (nord-ouest du Canada) de granitoïdes très similaires à ceux de la suite sanukitoïde de la province du Supérieur. D'ailleurs, ils attribuent ces magmas à la différenciation de liquides monzodioritiques dont la composition est très proche des sanukitoïdes tels que définis par Stern *et al.* (1989).

A partir du milieu des années 1990, ces roches ont été reconnues dans la quasi-totalité des terrains archéens à travers le monde, à commencer par le craton de Dharwar (Inde) où les gneiss de Dod et le granite de Closepet présentent des affinités pétrographiques et géochimiques avec les sanukitoïdes (Jayananda *et al.*, 1995, 2000 ; Krogstad *et al.*, 1995 ; Moyen *et al.*, 1997, 2001 ; Sarvothaman, 2001). Enfin, les travaux publiés par Smithies (2000) et Smithies & Champion (1999a, 2000) ont mis en évidence la présence de monzodiorites et granodiorites (supersuite de Sisters), très similaires aux sanukitoïdes canadiens, intrusives dans le bassin de Mallina au sein du craton de Pilbara (Australie). La province archéenne où les sanukitoïdes sont les plus nombreux, et de loin les mieux étudiés, est sans conteste le bouclier Baltique. Cet intérêt est relativement récent mais, depuis 2005, une vingtaine d'intrusions ont été recensées comme étant des sanukitoïdes, ou des magmas apparentés (Bibikova *et al.*, 2005 ; Halla, 2005 ; Kovalenko *et al.*, 2005 ; Lobach-Zhuchenko

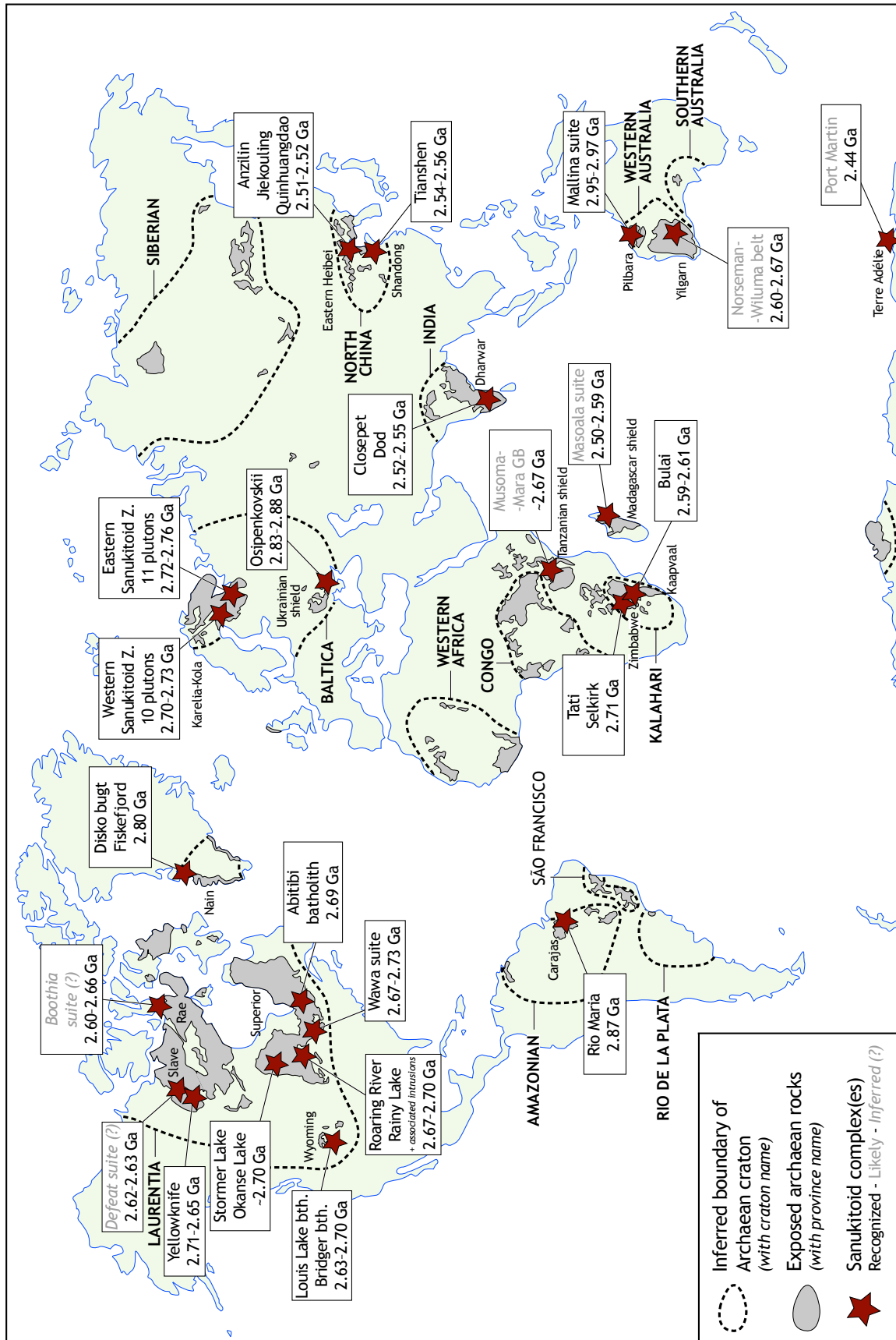


FIGURE 2.3 : Carte de répartition des complexes de sanukitoïdes (reconnus, probables ou supposés ; voir le texte pour plus de détails) dans le monde. Carte des terrains archéens d'après Bleeker (2003).

et al., 2005, 2007, 2008 ; Samsonov *et al.*, 2005 ; Käpyaho *et al.*, 2006 ; Larionova *et al.*, 2007), globalement répartis le long de la frontière entre la Finlande et la Russie. Pour rester dans l'archéen d'Europe, on notera la présence de roches ayant des affinités avec les sanukitoïdes au niveau du bouclier ukrainien ; il s'agit des granitoïdes de l'intrusion d'Osipenkovskii (Bibikova *et al.*, 2008).

Récemment, d'autres séries sanukitoïdes ont été identifiées comme telles dans différents terrains archéens : (1) les suites de Tati (Kampunzu *et al.*, 2003) et Selkirk (Zhai *et al.*, 2006) dans la ceinture de roches vertes de Francistown au Botswana (craton du Zimbabwe) ; (2) la granodiorite de Rio Maria, dans le craton Amazonien au Brésil (Oliveira *et al.*, 2008) ; (3) les plutons de Jiekouling, Anzilin, Quinhuangdao (Yang *et al.*, 2008) et les diorites du complexe de Taishan (Jahn *et al.*, 1988 ; Wang *et al.*, 2009) dans le craton de Chine du Nord ; et (4) certaines diorites des régions de Fiskefjord et Disko Bugt, au Groenland (Steenfelt *et al.*, 2005). D'autre part, la pétrographie et la géochimie de certains granitoïdes archéens les rattachent sans équivoque au groupe des sanukitoïdes, sans pour autant que cette appartenance ait été mentionnée dans les travaux dont ils ont fait l'objet. C'est le cas de certains plutons de la ceinture de Norseman-Wiluna, dans le craton de Yilgarn en Australie (Cassidy *et al.*, 1991 ; Champion & Sheraton, 1997), en particulier les granodiorites de Liberty, Lawlers, Mt. Lucky et Porphyry. Il en va de même pour certaines diorites et granodiorites de la suite magmatique de Masoala, dans le craton d'Antongil à Madagascar (Schofield *et al.*, 2010), ainsi que pour la granodiorite de Port-Martin, en Terre-Adélie (craton antarctique ; Monnier, 1995). En Amérique du Nord, Frost *et al.* (1998) ont analysé des échantillons des batholithes de Louis Lake et Bridger, dans la province du Wyoming, dont certains appartiennent clairement à la suite sanukitoïde. Enfin, des équivalents volcaniques des sanukitoïdes (andésites magnésiennes) ont été échantillonnés dans la ceinture de roches vertes de Musoma-Mara, dans le craton tanzanien (Manya *et al.*, 2007).

Enfin, certains granitoïdes archéens présentent des similitudes avec les sanukitoïdes en termes d'âge (voir Section 2.1.3), de géologie et de pétrographie, mais leur appartenance au groupe ne peut être confirmée dans la mesure où aucune analyse chimique n'est disponible concernant ces plutons. Il s'agit : (1) de la suite de Defeat, dans le craton de l'Esclave, consistant en des massifs de granodiorites associés à de petits stocks de composition dioritique (Davis & Bleeker, 1999) ; et (2) de la suite de Boothia dans la province de Rae

(Arctique canadien) dont certaines phases sont des granodiorites à grain moyen, associées à des enclaves et dykes mafiques et d'aspect pétrographique très semblable aux sanukitoïdes (Hinchey *et al.*, 2011).

Cette synthèse démontre que les sanukitoïdes sont présents dans la quasi-totalité des terrains archéens à travers le globe. Deux exceptions majeures sont à noter :

- Le craton sibérien, qui est du reste relativement mal étudié, du moins en ce qui concerne la composante crustale ;
- Le craton ouest-africain, mais même pour ce dernier, des granitoïdes de nature pétrographique assez similaire aux sanukitoïdes ont été reconnus sur le terrain (communication personnelle de S. Block).

2.1.3. Âges de mise en place

La Figure 2.4 présente les âges de mise en place de l'ensemble des sanukitoïdes pour lesquels des données géochronologiques sont disponibles, classés par craton (pour les références, voir les citations dans la section précédente).

L'étude de ces données amène à deux observations majeures :

- (1) Pour un craton ou une province donnés, les âges de mise en place des sanukitoïdes ne s'étalent jamais sur plus de 100 Ma, même pour ceux où ils sont particulièrement nombreux (province du Supérieur et craton Karélien). Le plus souvent, cette gamme d'âges est comprise entre 25 et 50 Ma. Il en découle que le magmatisme de type sanukitoïde est, localement, un épisode géologique assez bref et souligne donc l'apparente brutalité de la fin de l'Archéen. De plus, même lorsque plusieurs phases magmatiques successives sont discernables sur le terrain (ce qui est le cas la plupart du temps, voir Section 2.1.4), leurs âges respectifs de mise en place sont généralement identiques au regard de l'incertitude analytique. C'est par exemple le cas de l'intrusion de Panozero (Russie ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008), des granodiorites de Rio Maria (Brésil ; Oliveira *et al.*, 2008), ou du pluton de Bulai (Afrique du Sud ; Chapitre 4), pour lesquels les différentes phases se sont mises en place dans des intervalles de 5 à 15 Ma au maximum. Par conséquent, la construction des plutons de type sanukitoïde est un processus relativement bref, en comparaison, par exemple, à celle des batholithes que l'on trouve dans les zones de convergence de plaques modernes (Andes, Cascades, etc. ; Moyen & van Hunen, 2012).

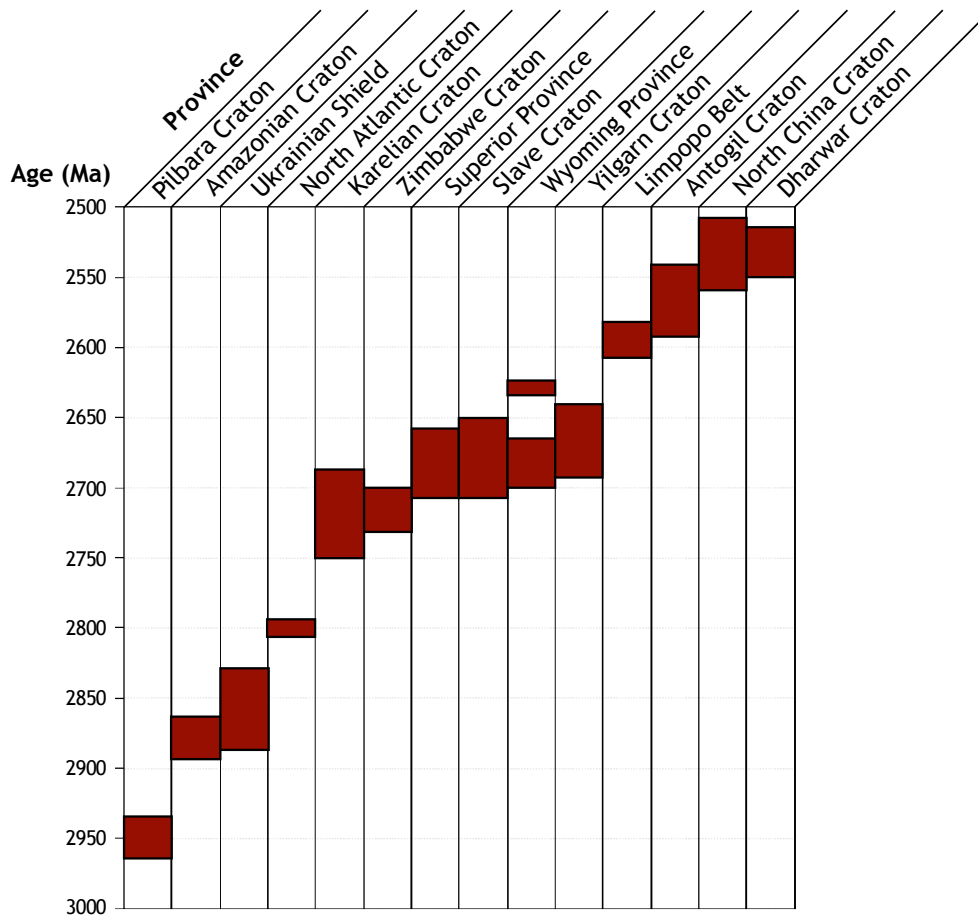


FIGURE 2.4 : Âges de mise en place des sanukitoïdes dans le monde. Les données sont classées par province ou craton et par âge décroissant. Noter le pic de mise en place entre 2750 et 2650 Ma.

• (2) Par contre, au sein de l'ensemble des cratons archéens à l'échelle mondiale, les âges des sanukitoïdes s'étalent sur près de 500 Ma entre ~3000 et ~2500 Ma. Même si cette période est plutôt courte à l'échelle des temps géologiques, ceci démontre que, si la transition Archéen-Protérozoïque a un caractère brutal localement, elle est plutôt progressive d'un point de vue global (d'ailleurs, ce caractère diachrone de la transition a déjà été évoqué dans le Chapitre 1 ; voir les Section 1.1, 1.3 et 1.6, notamment). On notera que la majorité des intrusions de sanukitoïdes ont toutefois eu lieu entre ~2750 Ma et ~2650 Ma, donc dans un intervalle de temps assez court. Celles qui s'en distinguent sont les plus vieux sanukitoïdes, représentés par la suite de Mallina dans le craton de Pilbara en Australie (~2950 Ma ; Smithies & Champion, 2000) et de Rio Maria dans la province de Carajas, au Brésil (~2880 Ma ; Oliveira *et al.*, 2008). Quant aux plus récents, il s'agit des sanukitoïdes des cratons de Chine du Nord et de Dharwar, mis en place entre 2500 et 2550 Ma (Jayananda *et al.*, 1995 ; Yang *et al.*, 2008 ; Wang *et al.*, 2009).

2.1.4. Géologie et pétrographie

La plupart des auteurs ont mis en évidence le fait que les sanukitoïdes sont généralement des complexes magmatiques composites où coexistent plusieurs phases magmatiques. Les roches les plus fréquentes sont des monzodiorites, des granodiorites et des monzonites à quartz, dont les textures varient d'équigranulaires à porphyroïdes et la taille de grain de moyen (0.1–1 cm) à grossier (>1 cm) (Figure 2.5). Elles sont généralement méso- à mélanocrates, traduisant leur caractère « mafique » (magnésien, en particulier). Ces deux faciès coexistent avec une large gamme de magmas, depuis des gabbros jusqu'à des leucogranites, qui apparaissent sous forme de petites intrusions, de lentilles ou de filons, parfois intrusifs, parfois comagmatiques avec les phases principales. Par exemple, les sanukitoïdes de la province du Supérieur sont fréquemment associés à des stocks de roches mafiques à ultramafiques comme des gabbros et des clinopyroxénites (Stern *et al.*, 1989 ; Sutcliffe *et al.*, 1990). D'autres sont recoupés par des filons et des masses de magmas mafiques ultrapotassiques comme des lamprophyres ; c'est le cas des complexes de Panozero en Russie (Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008) et de Roaring River au Canada (Stern *et al.*, 1989), du batholite de Closepet en Inde du Sud (Moyen *et al.*, 2001) ainsi que du pluton de Bulai en Afrique du Sud (Chapitre 4).

Une caractéristique des phases felsiques, en particulier des granodiorites, est la présence systématique d'enclaves microgrenues sombres (*Microgranular Mafic Enclaves* ou MME ; Figure 2.5) dont la composition est proche de celle des termes plus mafiques auxquelles les granodiorites sont associées. Cette particularité atteste du caractère comagmatique des différentes phases et suggère que celles-ci ont potentiellement interagi, voire se sont hybridées (*e.g.* Moyen *et al.*, 2001). Ces conclusions sont parfois étayées par la présence de textures typiques de l'hybridation entre deux magmas de compositions différentes, telles que des ocelles de quartz dans les phases mafiques ou des feldspaths présentant une texture rapakivi (manteau de plagioclase autour des phénocristaux de feldspath potassique) dans les phases felsiques. Par ailleurs, la présence occasionnelle d'enclaves de cumulats (*e.g.* Stern & Hanson, 1999 ; Moyen *et al.*, 2001) indique que les différents faciès magmatiques sont potentiellement apparentés par des processus de différenciation.

Les sanukitoïdes sont généralement intrusifs dans les formations plus anciennes (gneiss de composition TTG ou roches supracrustales typiques des ceintures de roches vertes). Ils

forment ainsi des massifs bien circonscrits, quoique de taille très variable : certains massifs du craton de Pilbara (Smithies & Champion, 2000) ou de la province du Supérieur (Sutcliffe *et al.*, 1990 ; Sage *et al.*, 1996) ne font que quelques kilomètres de diamètre, alors que le batholite de Closepet, dans le craton de Dharwar, est long de plusieurs centaines de kilomètres (Jayananda *et al.*, 1995 ; Moyen *et al.*, 2003b). D'autre part, leur intrusion est, en général, syn- à post-tectonique : certains massifs montrent en effet une déformation pénétrative synchrone de la mise en place (Figure 2.5), en particulier, une foliation subverticale soulignée par l'alignement des feldspaths potassiques dans le cas des phases porphyroïdes (Stern, 1989 ; Frost *et al.*, 1998 ; Moyen *et al.*, 2003b ; Halla, 2005 ; Wang *et al.*, 2009). Parfois, l'intrusion suit même un contrôle tectonique très marqué, le long ou à proximité de grandes structures d'échelle crustale ; par exemple, le batholite de Closepet s'est mis en place au niveau d'une zone de cisaillement majeure et pendant l'activité de celle-ci (Moyen *et al.*, 2003b). Enfin, certaines intrusions sont zonées, comme le complexe de Panozero (Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008), qui présente des phases de plus en plus différenciées de la bordure vers le cœur.

Du point de vue pétrographique, les sanukitoïdes sont caractérisés par un assemblage minéralogique remarquablement homogène, quel que soit la région considérée. Ainsi, les minéraux mafiques sont toujours représentés par des phases calciques, clinopyroxène et/ou hornblende magnésienne, coexistant avec la biotite (attestant du caractère potassique de ces roches). La stabilité de ces deux derniers minéraux indique que les sanukitoïdes sont des magmas relativement riches en eau : par exemple, la présence d'amphibole magmatique implique des concentrations en H₂O supérieures à ~4% en poids (e.g. Naney, 1983 ; Dall'Agnol *et al.*, 1999 ; Costa *et al.*, 2004 ; Bogaerts *et al.*, 2006). Fréquemment, on observe une évolution de la minéralogie mafique des termes les moins différenciés aux phases les plus acides, avec remplacement du clinopyroxène par l'amphibole, et de cette dernière par la biotite (e.g. Sutcliffe *et al.*, 1990 ; Smithies & Champion, 2000). L'orthopyroxène est parfois présent dans les termes les plus mafiques, mais ne semble pas être systématique.

Ces minéraux sombres forment souvent de petits agrégats, donnant aux sanukitoïdes une texture tachetée très caractéristique. Ces agrégats sont pris dans une matrice quartzofeldspathique, où le plagioclase a une composition étonnamment constante, non seulement à l'échelle d'une intrusion donnée, mais aussi en ce qui concerne l'ensemble des sanukitoïdes mondiaux. En effet, il s'agit la plupart du temps d'oligoclase ou d'andésine (An₁₅ à An₄₀),

quel que soit le faciès considéré (*e.g.* Stern, 1989 ; Stern & Hanson, 1991 ; Jayananda *et al.*, 2000 ; Smithies & Champion, 2000 ; Yang *et al.*, 2008). Seuls les cristaux présents dans certaines roches mafiques associées (gabbros, clinopyroxénites), ou certains cœurs de plagioclase dans les termes les plus mafiques, possèdent des compositions plus calciques ($>An_{50}$).

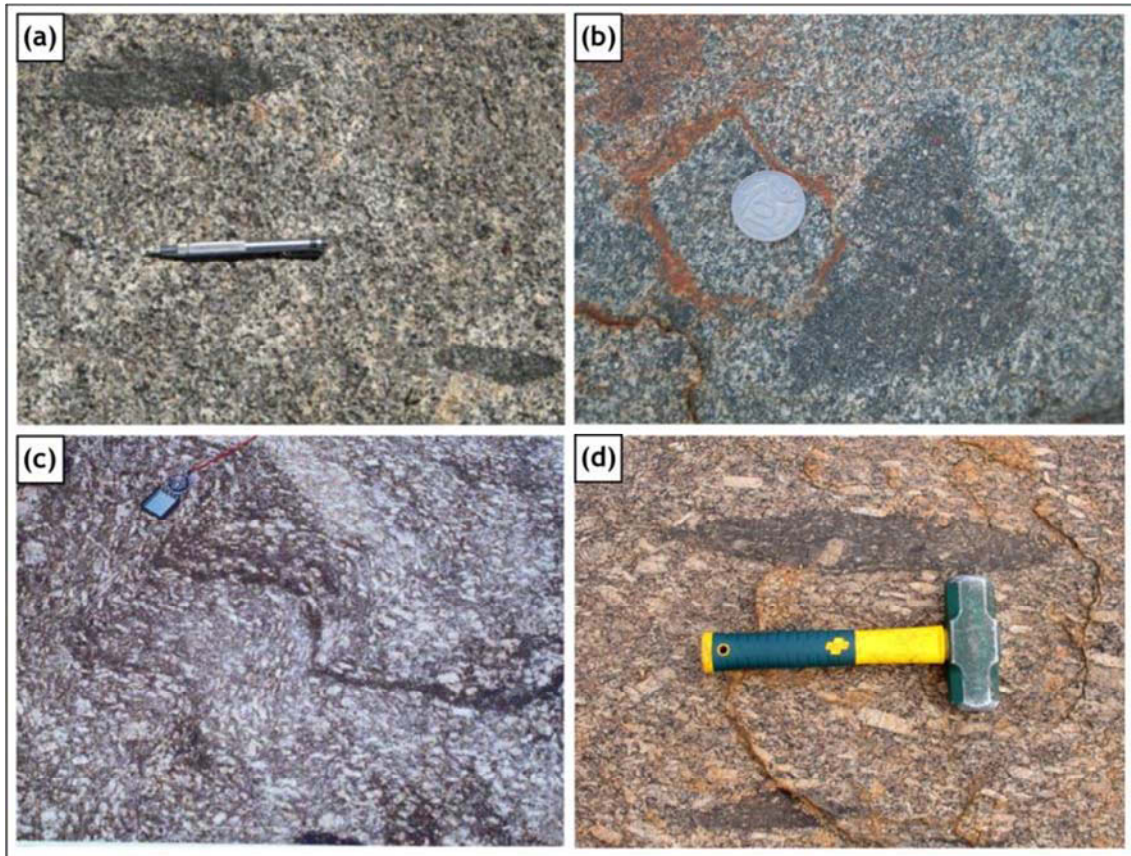


FIGURE 2.5 : Les aspects pétrographiques principaux des sanukitoïdes : granodiorites et monzodiorites équigranulaires à grain fin (*a* = Rio Maria, Brésil ; Oliveira *et al.*, 2008 et *b* = Mallina, Australie ; photo O.L.) et granodiorites porphyroïdes (*c* = Closepet, Inde, faciès déformé ; photo J.F. Moyen et *d* = Bulai, Afrique du Sud ; photo O.L.). Noter l'abondance des enclaves mafiques.

Les minéraux accessoires sont très abondants dans les sanukitoïdes. Les plus abondants sont également des phases calciques : l'apatite est omniprésente, le sphène fréquent, et, occasionnellement, une épidote d'origine magmatique peut être présente en quantités significatives (*e.g.* Oliveira *et al.*, 2008). Tous les faciès sont également riches en zircon et en allanite. Enfin, les oxydes de ferro-titanés sont également toujours présents, et l'ilménite coexiste généralement avec la magnétite, indiquant que les sanukitoïdes proviennent

vraisemblablement de la cristallisation de magmas relativement oxydés. Il faut noter que toutes ces phases accessoires sont la plupart du temps associées aux agrégats mafiques décrits ci-avant. Certaines intrusions sont caractérisées par des quantités non négligeables de carbonates, en particulier de calcite, indiquant que la phase fluide à l'équilibre avec le magma était riche en CO_2 (e.g. Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2005).

2.1.5. Géochimie

La composition en éléments majeurs des sanukitoïdes est résumée dans la Figure 2.6.

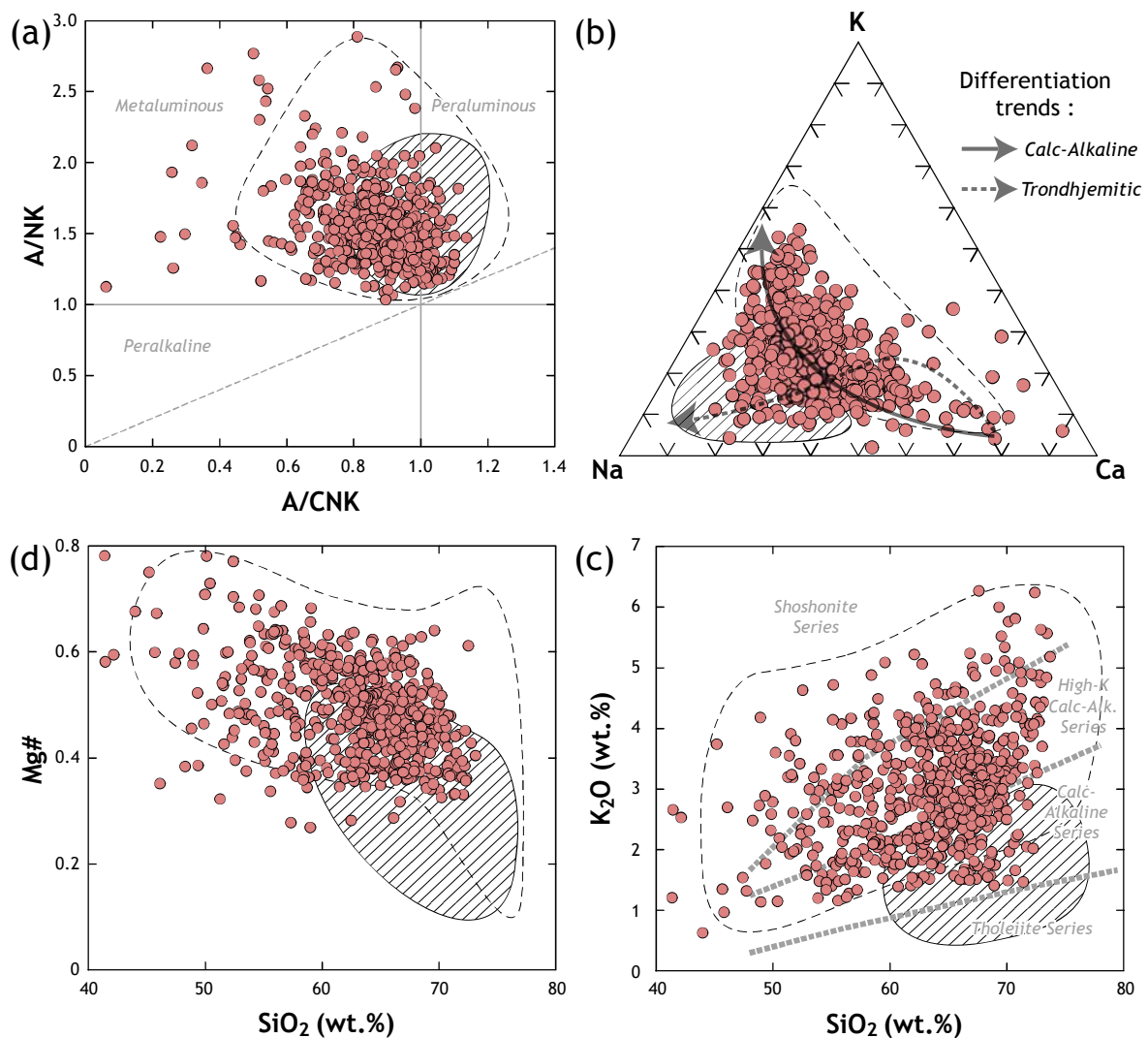


FIGURE 2.6 : Quelques aspects de la géochimie des éléments majeurs des sanukitoïdes. (a) Diagramme A/NK vs. A/CNK [rapports molaires $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ et $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] (Shand, 1943) ; (b) Triangle Na–K–Ca (Barker & Arth, 1976) ; (c) Diagramme $Mg\#$ vs. SiO_2 ; (d) Diagramme K_2O vs. SiO_2 où sont représentées les différentes séries définies par Peccerillo & Taylor (1976). Les sanukitoïdes sont représentés par les points rouges, le champ hachuré correspond aux compositions des TTG archéennes (données de Moyen, 2011) et le champ en pointillés à une compilation de granitoïdes tardi-orogéniques post-archéens et roches mafiques associées.

Les sanukitoïdes sont des magmas métalumineux ($A/CNK < 1.1$, avec $A/CNK =$ rapport molaire $Al_2O_3 / [CaO + Na_2O + K_2O]$) (Figure 2.6a), évoluant majoritairement selon une lignée de différenciation calco-alkaline (Figure 2.6b), et d'affinité magnésienne au sens de la nomenclature préconisée par Frost *et al.* (2001). Celle-ci est d'ailleurs confirmée par des valeurs de $Mg\#$ comprises globalement entre 0.45 et 0.65 (Figure 2.6c), quelque soit le niveau de saturation en silice. D'autre part, une grande partie des échantillons se répartit dans le champ des séries calco-alkaline potassique et shoshonitique dans le diagramme K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976) (Figure 2.6d). Ces deux dernières caractéristiques mettent clairement en évidence l'affinité « magnésio-potassique » des magmas de la suite sanukitoïde. Même si on remarque un certain recouvrement entre leurs champs de composition respectifs, les sanukitoïdes se distinguent assez nettement des TTG archéennes, qui présentent une affinité trondhjémitique très nette, couvrent une gamme de composition en SiO_2 plus faible et présentent des $Mg\#$ et des teneurs en K_2O moindres pour une teneur en silice équivalente. Par contre, il apparaît que la composition en éléments majeurs des sanukitoïdes est plus proche de celle des granitoïdes calco-alkalins post-archéens, notamment ceux mis en place en contexte de convergence de plaques (série BADR pour *Basalt–Andesite–Dacite–Rhyolite*) ou à la fin des épisodes de collision continentale. Par exemple, ils sont comparables à certains plutons tardi-orogéniques tels que les granitoïdes magnésiens de l'hercynien des Alpes et de Corse décrits par Debon & Lemmet (1999) et Bonin (2004), ou les granites phanérozoïques d'Écosse récemment étudiés par Fowler & Rollinson (2012).

La signature en éléments traces de la suite sanukitoïde est quelque peu paradoxale. En effet, ce sont des magmas qui, en plus d'être magnésiens, sont généralement riches en éléments de transition (Ni, Cr, V, Co), mais également très riches en éléments incompatibles, que ce soit les LILE (Rb, Ba, Sr), les terres rares (La–Lu) ou les éléments à fort potentiel ionique (*High Field Strength Elements* ou HFSE : Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U). De plus, leur spectre de terres rares est généralement très fractionné, comme ceux des TTG ($La_N/Yb_N = 10–100$), et tout comme ces derniers, ils présentent des anomalies négatives marquées en Nb et Ti. Ainsi, leurs spectres multi-élémentaires et de terres rares sont globalement parallèles à ceux des TTG archéennes, mais à des concentrations plus élevées (Figure 2.7). Cependant, tout comme les granitoïdes post-archéens, les membres de la suite sanukitoïde montrent des anomalies plus ou moins marquées en Eu ($0.4 < Eu_N/Eu^* < 1$).

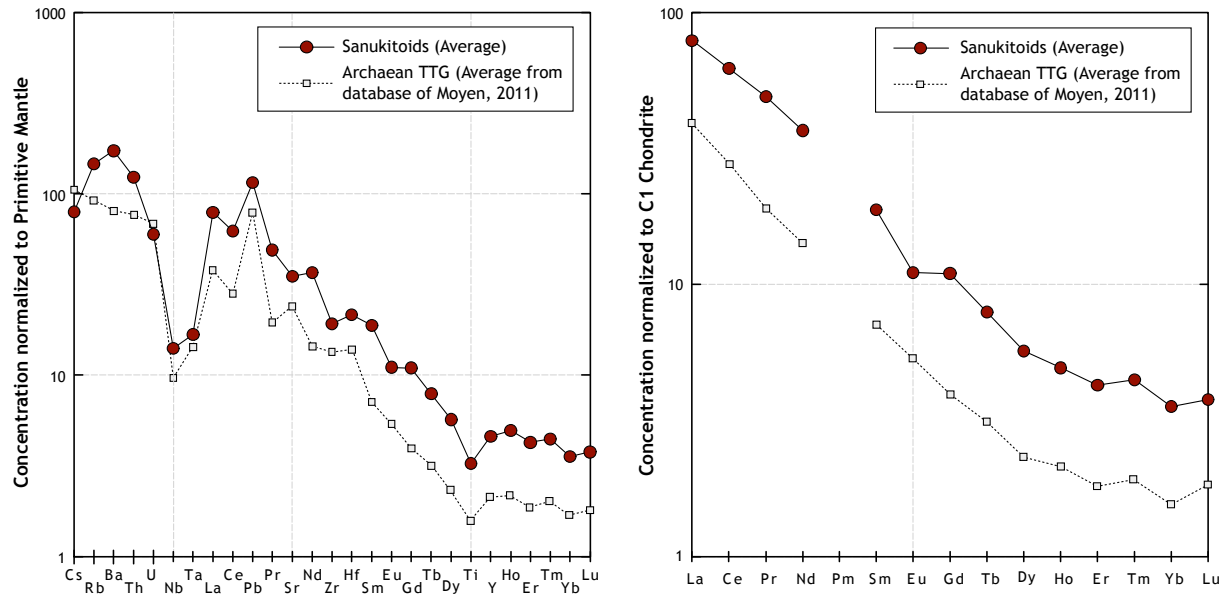


FIGURE 2.7 : Spectre multi-élémentaire (à gauche) de concentrations normalisées au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) et spectre de terres rares (à droite) de concentrations normalisées aux chondrites (McDonough & Sun, 1994) pour les sanukitoïdes et les TTG archéennes. Noter le parallélisme des spectres (sauf pour Cs et U), à des concentrations plus élevées pour les sanukitoïdes.

Pour résumer, en plus de présenter des caractéristiques transitionnelles en termes d'âge, les sanukitoïdes sont aussi intermédiaires en termes de composition chimique entre les séries TTG archéennes et les granitoïdes mis en place après 2500 Ma. Typiquement, leur signature en éléments en traces les rapprochent globalement des TTG, alors que leur composition en éléments majeurs est clairement plus proche des granitoïdes calco-alcalins post-archéens. Ce caractère transitionnel est bien illustré par un diagramme où le fractionnement des terres rares (rapport La/Yb normalisé à la valeur chondritique) est exprimé en fonction du rapport K_2O/Na_2O (Figure 2.8).

2.2. Pétrogenèse des sanukitoïdes s.s.

Jusqu'à présent, la majorité des études pétrogénétiques concernant les sanukitoïdes ont porté sur le pôle « mafique » de la série, à savoir, les monzodiorites représentant les sanukitoïdes au sens strict. Les modèles déduits de ces études, basées sur la géochimie d'une part, et sur des travaux expérimentaux d'autre part, sont résumés dans cette section.

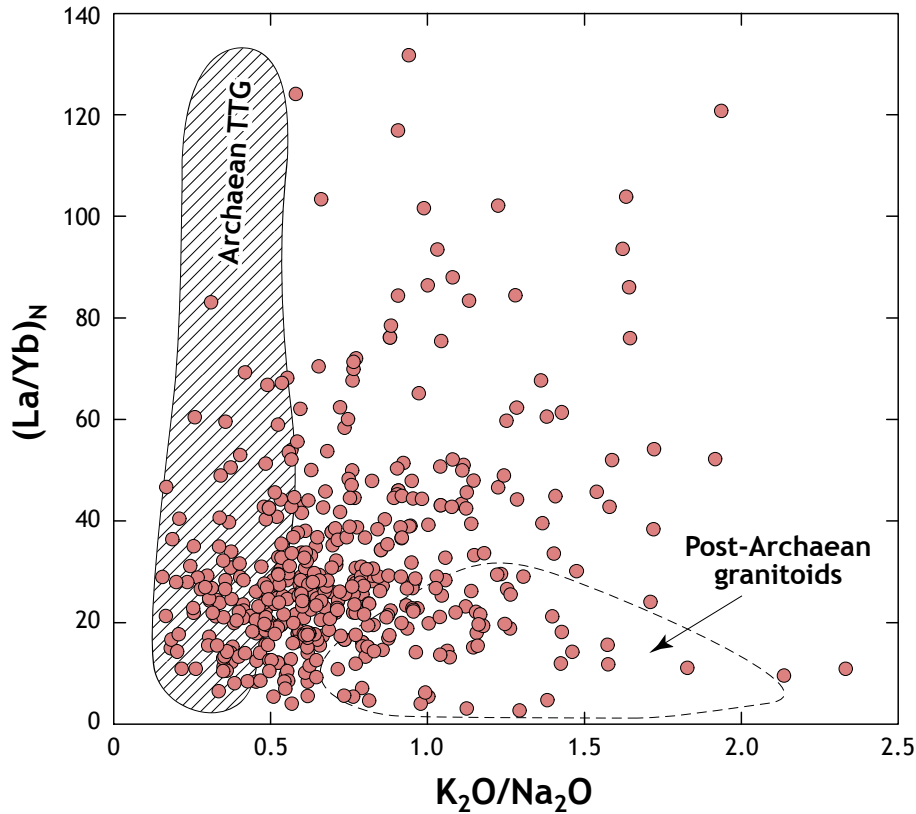


FIGURE 2.8 : Diagramme $(La/Yb)_N$ (rapport La/Yb normalisé à la valeur chondritique de Sun & McDonough, 1994) en fonction du rapport K_2O/Na_2O pour les TTG archéennes (champ hachuré), les sanukitoïdes (points rouges) et les granitoïdes post-archéens (champ pointillé). Les sanukitoïdes présentent des compositions intermédiaires entre les deux champs, et en particulier un étalement des rapports $(La/Yb)_N$ et K_2O/Na_2O comparables à ceux des TTG et des granitoïdes modernes, respectivement.

2.2.1. L'apport de la géochimie

La richesse des sanukitoïdes de Rainy Lake en Mg et en éléments de transition, ainsi que leurs compositions isotopiques proches de celles du manteau, ont amené Shirey & Hanson (1984) à les interpréter comme des liquides provenant directement de la fusion partielle d'une péridotite mantellique. Cette interprétation est cohérente avec le fait que les sanukitoïdes *s.s.* ont des Mg# globalement compris entre 0.45 et 0.65, et que ceux de liquides issus de la fusion de matériel crustal, même de nature basaltique, ne dépassent que rarement 0.45 (e.g. Beard & Logfren, 1991 ; Rapp & Watson, 1995 ; Rapp *et al.*, 2003 ; Sisson *et al.*, 2005). Cependant, les sanukitoïdes sont également très riches en éléments incompatibles, en particulier Sr, Ba et les terres rares, des éléments normalement concentrés dans la croûte continentale et nettement appauvris dans le manteau supérieur (voir l'Introduction générale et la Figure 1.2). Stern *et al.* (1989) ont démontré quantitativement que ces teneurs très élevées ne pouvaient pas provenir

de la contamination d'un magma mantellique par de la croûte préexistante. En effet, il faudrait invoquer des taux de contamination totalement irréalistes pour expliquer ces concentrations, qui résulteraient, le cas échéant, en un magma hybride bien plus felsique que les monzodiorites représentatives des sanukitoïdes *s.s.* De plus, ces auteurs ont également montré qu'il était physiquement et chimiquement impossible de générer des magmas présentant les signatures en éléments traces des sanukitoïdes par fusion partielle d'une péridotite non enrichie, de composition identique au manteau primitif par exemple. Enfin, les suites sanukitoïdes présentent en général une corrélation négative entre la teneur en silice (ou d'autres indices de différenciation) et la concentration en éléments en traces incompatibles, indiquant que les magmas les plus « primitifs » sont aussi les plus « enrichis ». Ces différentes observations ne peuvent s'expliquer que si cette signature riche en éléments incompatibles est d'origine primaire ; ainsi, la source des sanukitoïdes *s.s.* est clairement un manteau enrichi, issu de l'interaction entre la péridotite d'une part, et un composant riche en éléments incompatibles d'autre part (Shirey & Hanson, 1984 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991).

L'identification de ce composant « enrichi » a posé davantage de problèmes. Initialement, Stern *et al.* (1989) ont proposé qu'il s'agisse d'un fluide riche en LILE percolant dans la péridotite mantellique, de manière assez similaire à ce qu'il se passe au niveau du manteau sub-arc à l'aplomb des zones de subduction modernes. Une telle interprétation a été plus récemment reprise par Halla (2005) qui a proposé que certains sanukitoïdes du craton Karélien provenaient d'un manteau enrichi en éléments incompatibles par des fluides issus de la déshydratation de sédiments subduits, sur la base de leur signature isotopique en Pb. De même, Lobach-Zhuchenko *et al.* (2008) ont proposé que les magmas primitifs du complexe de Panozero (Russie) dérivent d'une péridotite hybridée avec des fluides riches en CO₂. Ces hypothèses expliquent bien la ressemblance entre les sanukitoïdes *s.s.* et les andésites magnésiennes de la ceinture volcanique de Setouchi, dans l'arc du Japon. De même, des processus similaires sont invoqués pour rendre compte de la géochimie des suites magmatiques BADR, typiques des zones de convergence de plaques (*e.g.* Wyllie & Sekine, 1982 ; Tatsumi, 1986, 1989 ; Pitcher, 1987 ; McCulloch & Gamble, 1991 ; Schmidt & Poli, 1998), qui partagent un certain nombre de points communs avec les sanukitoïdes (voir Section 2.1.5). Cependant, les spectres de terres rares des sanukitoïdes sont beaucoup plus fractionnés que ceux des andésites de Setouchi et des autres magmas d'arc en général (*e.g.* Yogodzinski

et al., 1995 ; Smithies & Champion, 2000), et leurs teneurs en éléments traces incompatibles globalement plus élevées. Qui plus est, ces hypothèses ne permettent pas d'expliquer la similitude entre les spectres multi-élémentaires des TTG et ceux des sanukitoïdes *s.s.* (voir Figure 2.7).

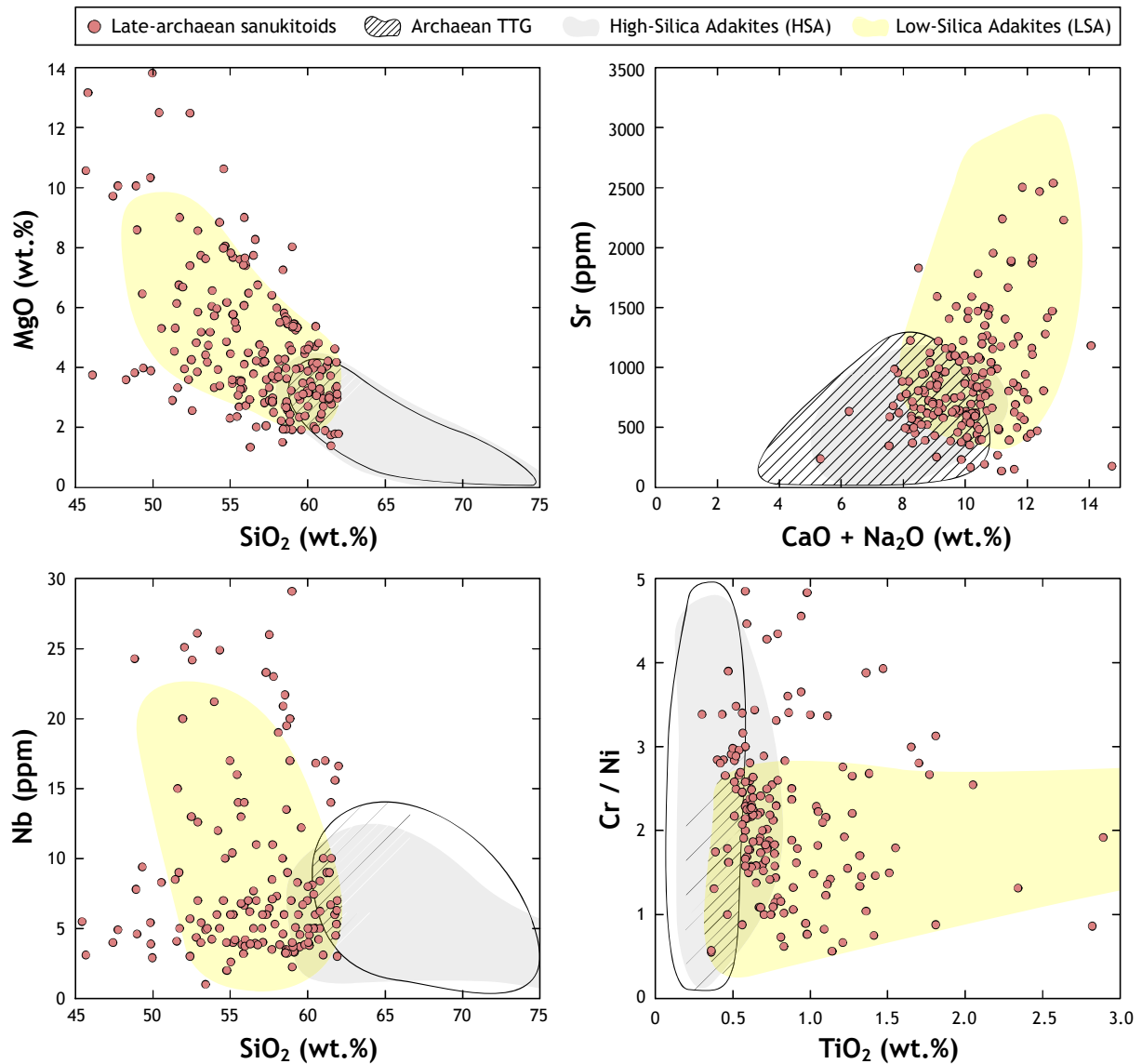


FIGURE 2.9 : Sélection de diagrammes illustrant les similitudes entre les compositions des TTG et des adakites riches en silice (HSA) d'une part, et les sanukitoïdes et les adakites pauvres en silice (LSA) d'autre part. D'après Martin et al. (2005).

Afin de résoudre ce problème, certains auteurs ont invoqué que le composant riche en éléments incompatibles interagissant avec le manteau était un liquide de composition TTG. Cette hypothèse repose notamment sur le parallélisme entre les spectres multi-élémentaires

des TTG et des sanukitoïdes (Figure 2.7), qui laisse à penser que les premiers ont joué un rôle dans la genèse des seconds (Smithies & Champion, 2000 ; Moyen *et al.*, 2001 ; Martin *et al.*, 2005). De plus, la géochimie des sanukitoïdes *s.s.* est plus proche de celle des adakites pauvres en silice (ou LSA pour *Low-Silica Adakites* ; Martin *et al.*, 2005, 2009) que des andésites magnésiennes et autres sanukites (Figure 2.9). Ces LSA, analogues modernes des sanukitoïdes, sont des magmas d'arc au même titre que les andésites et les sanukites, mais sont censées provenir de l'interaction entre de la péridotite mantellique et des magmas adakitiques riches en silice (ou HSA pour *High-Silica Adakites* ; Kay, 1978 ; Kelemen *et al.*, 1993 ; Yogodzinski *et al.*, 1995 ; Martin *et al.*, 2005). Or, ces HSA sont, quant à elles, très proches en composition des TTG archéennes (Martin, 1999 ; Martin *et al.*, 2005 ; Figure 2.9). Par conséquent, il est vraisemblable que le lien génétique entre TTG et sanukitoïdes soit le même qu'entre HSA et LSA ; les sanukitoïdes représenteraient donc les produits de l'interaction entre un magma de composition TTG d'autre part, et le manteau d'autre part. Ce modèle a été confirmé par Martin *et al.* (2009) qui ont reproduit avec succès les compositions en éléments traces des sanukitoïdes (à la fois compatibles et incompatibles) en modélisant l'interaction entre des liquides de composition TTG et de la péridotite mantellique à des taux variables.

Ce modèle pose en apparence des contraintes très fortes sur le contexte géodynamique dans lequel les TTG et les sanukitoïdes sont formés. En effet, pour que l'interaction entre un liquide de composition TTG et le manteau ait lieu, il faut nécessairement que la source des TTG soit géométriquement située sous une certaine épaisseur de manteau, la situation la plus favorable étant naturellement la subduction (Martin, 1986, 1999 ; Smithies & Champion, 2000 ; Martin *et al.*, 2005). Vue sous cet angle, l'occurrence des sanukitoïdes est dans la continuité de l'évolution séculaire de la composition des TTG au cours de l'Archéen : en effet, ceux-ci montrent un enrichissement en Sr d'une part, Mg, Ni et Cr d'autre part, qui reflèteraient respectivement l'augmentation de la profondeur de fusion et des interactions de plus en plus intenses avec le manteau (Smithies, 2000 ; Martin & Moyen, 2002).

2.2.2. *L'apport de la pétrologie expérimentale*

Afin de contraindre les hypothèses « géochimiques » suggérant l'existence d'un lien génétique entre les TTG, le manteau et les sanukitoïdes *s.s.*, un certain nombre d'études

expérimentales se sont penchées sur différents aspects de l'interaction entre des liquides felsiques et la péridotite mantellique au cours des dernières décennies. Ainsi, Nicholls & Ringwood (1973), Sekine & Wyllie (1982) et Johnson & Wyllie (1989) ont étudié les relations de phase dans des systèmes ternaires hybrides péridotite-granitoïde-eau. Ces auteurs ont globalement démontré que l'interaction entre une péridotite et un magma felsique consommait le liquide et l'olivine pour produire un manteau hybride, à savoir une pyroxénite à grenat et occasionnellement phlogopite. Ce dernier minéral n'est d'ailleurs présent que dans les expériences de Sekine & Wyllie (1982) qui ont utilisé en tant que composant felsique un granite du batholite de la Sierra Nevada (Californie, USA), particulièrement potassique ($K_2O/Na_2O > 1$).

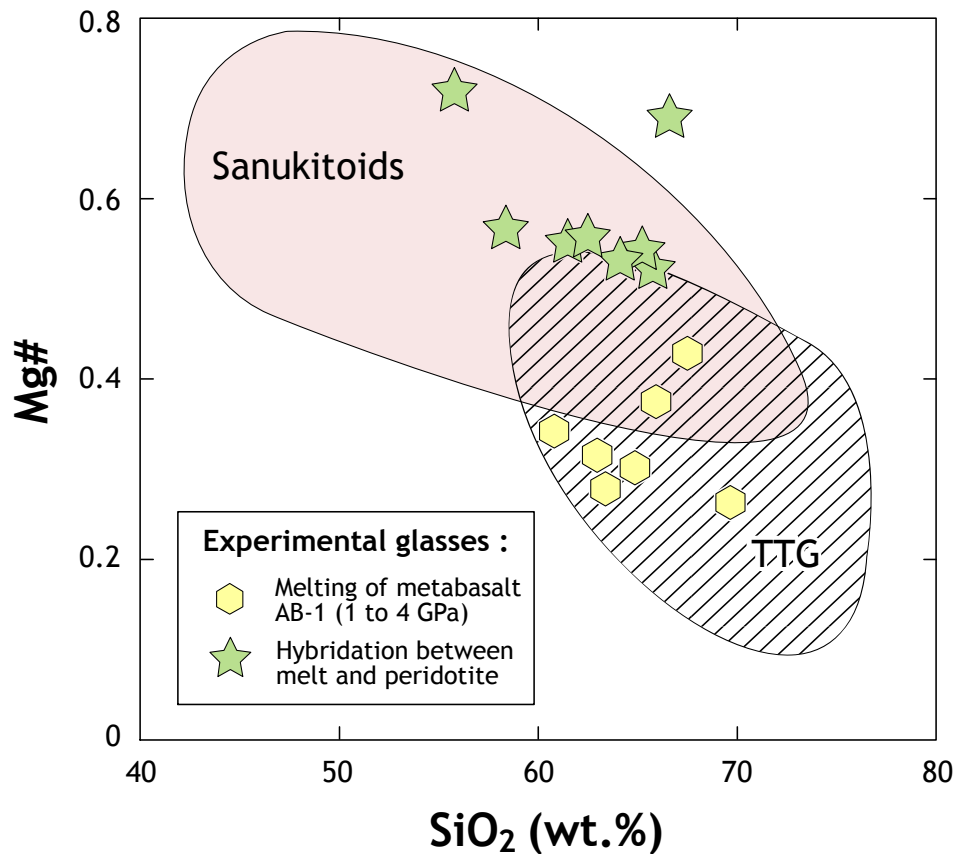


FIGURE 2.10 : Diagramme $Mg\#$ (rapport molaire $Mg/[Mg+Fe^{2+}]$) vs. SiO_2 (en % de poids d'oxyde) où sont représentés les champs des sanukitoïdes (rouge), des TTG (hachuré) et des compositions de liquides expérimentaux issus de la fusion d'un metabasalte d'une part (Rapp & Watson, 1995 ; Rapp et al., 1999), et provenant d'interactions entre ces mêmes liquides et une péridotite mantellique (Rapp et al., 1999, 2010). On observe que les premiers se répartissent dans le champ des TTG, alors que la composition des seconds est plus conforme à celle des sanukitoïdes.

Plus récemment, les expériences de Rapp & Watson (1995) ont démontré que la fusion du metabasalte AB-1 à des pressions de 1.5 à 3.2 GPa produisait des liquides dont la composition était extrêmement proche de celle des TTG et dont les Mg# étaient compris entre 0.30 et 0.45 (Figure 2.10). Rapp *et al.* (1999) ont utilisé le même matériel de départ mais ont, en plus, simulé des interactions entre les liquides produits et du matériel péridotitique à 3.8 GPa. Leurs résultats démontrent que l'hybridation du magma de type TTG (résultant de la fusion du metabasalte) avec 10 à 16% de péridotite seulement, contribuait à produire un résidu solide riche en orthopyroxène et grenat à l'équilibre avec un magma dont le Mg# varie entre 0.5 et 0.7 (Figure 2.10). Les liquides hybrides produits sont, de plus, moins riches en SiO₂ et présentent des rapports K₂O/Na₂O beaucoup plus élevés par rapport aux TTG. Sen & Dunn (1994) et Prouteau *et al.* (2001) ont conduit des expériences assez similaires, mais en appliquant une pression de 1.5 à 2.0 GPa pour les interactions entre la péridotite et le liquide issu de la fusion de matériel basaltique. Par conséquent, dans leurs expériences, le grenat n'est pas stable mais l'hybridation produit par contre des quantités significatives d'amphibole et, dans le cas des expériences de Prouteau *et al.* (2001), de phlogopite. Ces minéraux sont riches en potassium et ont donc tendance à tamponner la teneur en K₂O du liquide hybride (P. Condamine, communication personnelle). De ce fait, les verres analysés par Prouteau *et al.* (2001) présentent clairement des teneurs plus élevées en MgO et plus faibles en SiO₂ que le liquide issu de la fusion des metabasaltes de manière assez similaire à ce qu'observent Rapp *et al.* (1999), mais les rapports K₂O/Na₂O des deux magmas sont globalement similaires (et donc, très faibles).

En ce qui concerne les éléments en traces, Rapp *et al.* (1999) ont montré que le magma hybride est enrichi en éléments incompatibles vis-à-vis du liquide initial, du fait de la consommation de ce dernier dans les interactions et de la cristallisation de l'orthopyroxène et du grenat, présentant des coefficients de partage faibles pour la majorité de ces éléments. Cette observation explique très bien les concentrations en éléments en traces incompatibles plus élevées dans le cas des sanukitoïdes *s.s.* que dans le cas des TTG. D'autres expériences plus récentes (Rapp *et al.*, 2010) ont été menées pour préciser les modalités des interactions entre 3.0 et 3.8 GPa. Dans ces conditions, le liquide hybride entre 70% de TTG et 30% de péridotite présente une signature en éléments traces extrêmement proche de celle des sanukitoïdes *s.s.* (Figure 2.11). En particulier, la forme du spectre multi-élémentaire est très

bien reproduite, ainsi que les concentrations élevées en Cr et Ni qui sont l'une des caractéristiques les plus typiques des sanukitoïdes *s.s.* Qui plus est, ces expériences montrent également que les minéraux produits lors des interactions (orthopyroxène, clinopyroxène, grenat) ont des compositions en éléments majeurs et traces qui coïncident avec celles de ces mêmes minéraux présents dans les xénolithes de péridotites cratoniques. Ceci suggère que la formation du manteau lithosphérique sous-continentale au niveau des cratons archéens est fortement influencée par ces interactions entre péridotite et liquides felsiques de composition TTG, qui contribuent aussi à la genèse des sanukitoïdes (Rapp *et al.*, 2010).

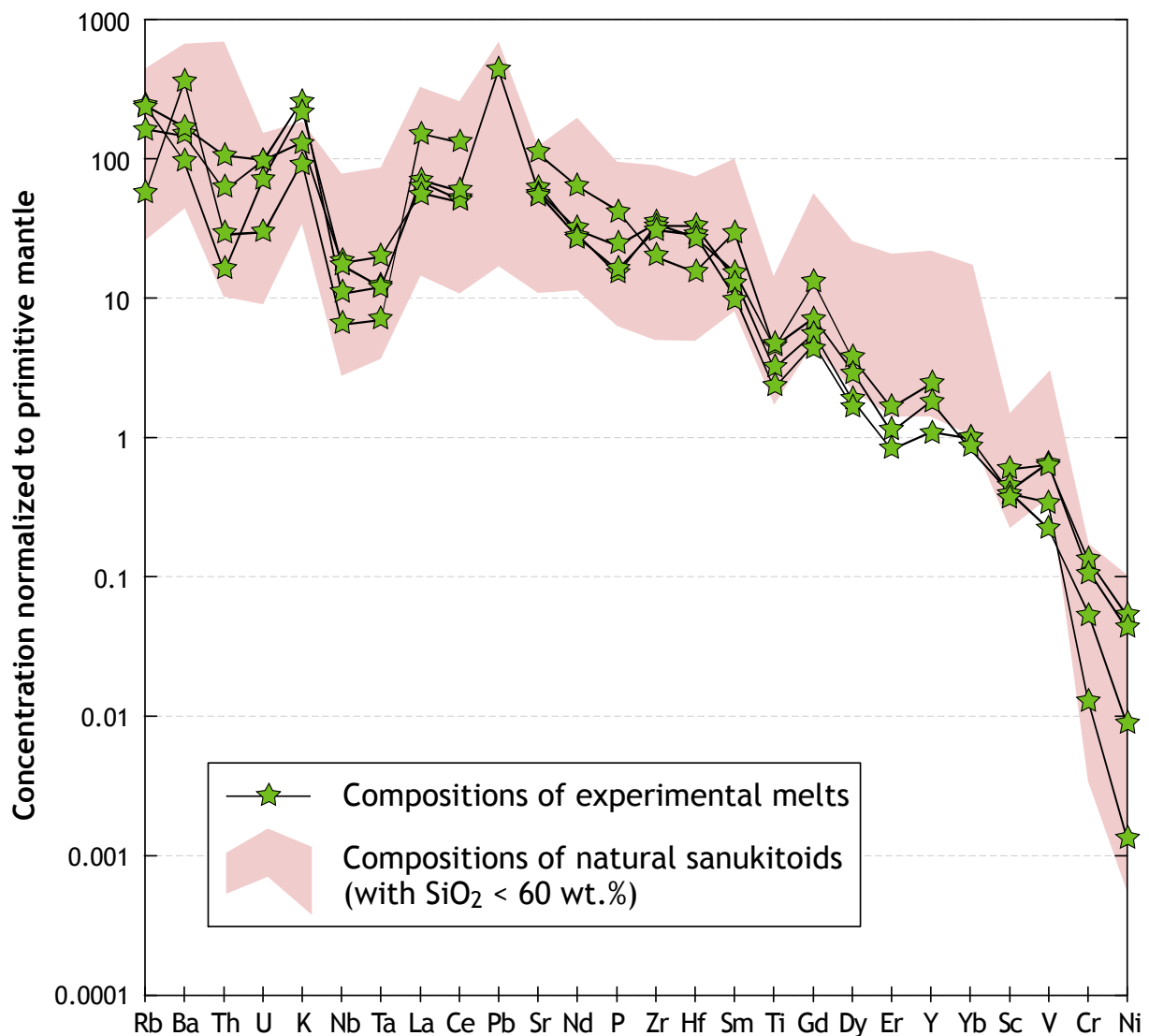


FIGURE 2.11 : Spectre multi-élémentaire où les concentrations sont normalisées à celles du manteau primitif (McDonough & Sun, 1995), comparant les compositions de liquides expérimentaux produits par des interactions entre TTG et péridotite avec celles des sanukitoïdes *s.s.* (données et figure d'après Rapp *et al.*, 2010)

Ainsi, ces expériences ont clairement démontré qu'il était possible de générer des liquides dont la composition en éléments majeurs et traces était très proche de celle des sanukitoïdes *s.s.* par hybridation d'un magma de type TTG avec de la péridotite mantellique, confirmant ainsi les modèles basés sur des considérations géochimiques. Le magma produit est à l'équilibre avec un résidu constitué de pyroxénite à grenat à des pressions élevées (3.0–4.0 GPa ; Sekine & Wyllie, 1982 ; Johnson & Wyllie, 1989 ; Rapp *et al.*, 1999, 2010) et de pyroxénite à amphibole et phlogopite à plus faible profondeur (1.5–2.0 GPa ; Sen & Dunn, 1994 ; Prouteau *et al.*, 2001).

2.3. La diversité du magmatisme tardi-archéen

Depuis sa définition, le groupe des sanukitoïdes n'a cessé de s'élargir, non seulement en termes de nombre de représentants, mais aussi en ce qui concerne sa définition. En effet, il s'avère qu'il existe des subtilités de classification au sein de la suite sanukitoïde elle-même (voir la Section 2.3.1), mais aussi que certains magmas ne peuvent pas être qualifiés de sanukitoïdes sans toutefois en être très différents, soit en termes de pétrographie, de géochimie ou de processus pétrogénétiques (voir la Section 2.3.2). D'autres, enfin, en sont clairement distincts à la fois en termes de nature et de pétrogenèse (voir Section 2.3.3). Cette sous-partie vise à présenter ces différents objets et à proposer une nouvelle typologie (Section 2.3.4) afin de clarifier du mieux possible les complexités du magmatisme tardi-archéen.

2.3.1. Deux types de sanukitoïdes : « Low-Ti » et « High-Ti »

Au sein du craton de Dharwar, en Inde du Sud, coexistent le granite de Closepet et les gneiss de Dod (Jayananda *et al.*, 1995, 2000 ; Krogstad *et al.*, 1991, 1995 ; Moyen *et al.*, 1997, 2001), appartenant tous deux au groupe des sanukitoïdes selon la définition telle qu'elle a été formulée par Heilimo *et al.* (2010). Toutefois, ces deux suites magmatiques se distinguent l'une de l'autre par des compositions chimiques légèrement différentes. En particulier, les échantillons de Closepet présentent des teneurs en TiO₂ plus élevées que ceux de Dod pour un même niveau de saturation en silice (Figure 2.12). Les gneiss de Dod ressemblant davantage aux sanukitoïdes tels qu'ils ont été définis (par exemple à ceux de Roaring River, Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991), cette différence a conduit Moyen *et*

al. (2003) à distinguer les « granitoïdes de type Closepet » comme une famille de granitoïdes tardi-archéens à part entière, distincte des sanukitoïdes.

Il apparaît que cet exemple de l'Inde n'est pas un cas particulier, et que dans de nombreux cratons, certaines suites sanukitoïdes pouvaient être qualifiées de « granitoïdes de type Closepet » (Moyen *et al.*, 2003). Toutefois, dans tous les cas, ces suites présentent d'indiscutables affinités géochimiques, pétrographiques et pétrogénétiques avec les sanukitoïdes *s.s.* Pour ne citer que cet exemple, la diversité géochimique du granite de Closepet est interprétée comme résultant du mélange, en proportions variables, entre un liquide granitique et un liquide monzonitique provenant de la fusion d'un manteau préalablement enrichi par des magmas de type TTG (Moyen *et al.*, 2001). En ce sens, le modèle pétrogénétique proposé pour ces termes peu différenciés du granite de Closepet est très similaire à celui des sanukitoïdes *s.s.* (voir Section 2.2). Ainsi, cette subtilité géochimique que constitue la variabilité de la teneur en Ti semble être inhérente à la suite sanukitoïde, et non différencier celle-ci d'un autre type de magmas tardi-archéens dont l'origine serait clairement différente.

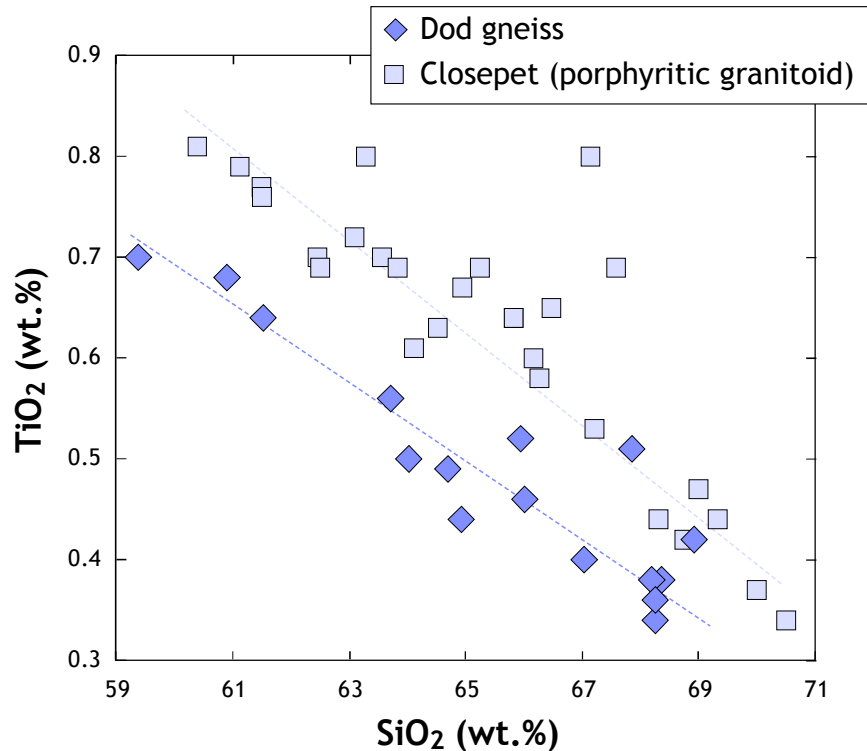


FIGURE 2.12 : Diagramme TiO_2 vs. SiO_2 (en % de poids d'oxyde) mettant en évidence la présence de deux suites sanukitoïdes dans le craton de Dharwar, en Inde du Sud : les gneiss de Dod et les granitoïdes porphyroïdes du batholite de Closepet. Pour une concentration en silice donnée, les premiers sont moins riches en Ti que les seconds. Données : Moyen *et al.* (2001).

C'est pourquoi Martin *et al.* (2009) ont renommé les « granitoïdes de type Closepet » en « *high-Ti sanukitoids* », par opposition naturelle aux « *low-Ti sanukitoids* » représentés, en Inde du Sud, par les gneiss de Dod. Les premiers se distinguent des seconds, en termes d'éléments majeurs et à SiO_2 donnée, par des teneurs plus élevées en TiO_2 donc, mais aussi en P_2O_5 et FeO_t , et des teneurs moindres en MgO résultant en un Mg\# plus faible. De ce fait, les deux séries se distinguent extrêmement bien dans un diagramme MgO vs. TiO_2 (Martin *et al.*, 2009 ; Figure 2.13). Il faut noter que l'existence de ces deux groupes ne repose pas que sur le seul critère géochimique, mais représente aussi une réalité géologique et pétrographique. Ainsi, Martin *et al.* (2009) ont remarqué que les *low-Ti sanukitoids* étaient la plupart du temps des monzodiorites et des granodiorites équigranulaires, alors que les *high-Ti sanukitoids* sont certes associés à des monzodiorites, mais majoritairement constitués de granodiorites et monzogranites porphyroïdes. Ainsi, ces deux groupes représenteraient respectivement les deux grands types pétrographiques des sanukitoïdes mentionnés dans la Section 2.1.4.

Cette distinction entre *low-Ti* et *high-Ti sanukitoids* se justifie d'autant plus que les deux groupes présentent aussi des compositions bien distinctes en éléments traces (Figure 2.13). En effet, les *high-Ti sanukitoids* sont un peu plus riches en HFSE (Nb, Ta, Y, Zr, Hf) et en terres rares que les *low-Ti sanukitoids*. De plus, ils présentent des spectres de terres rares à peine moins fractionnés ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 20$ contre ~ 25 dans le cas des *Low-Ti sanukitoids*) ainsi qu'une anomalie négative en Eu plus marquée. Les deux groupes se distinguent aussi en ce qui concerne les éléments de transition : en effet, les *high-Ti* sont nettement moins riches en Ni et Cr que les *low-Ti* (indépendamment de la concentration en silice des échantillons). En fin de compte, seules les concentrations en Rb, Ba, Sr, Th, U et V ne permettent pas de discriminer entre les deux groupes. Quoi qu'il en soit, pour comprendre leur origine respective, il est nécessaire d'invoquer deux processus pétrogénétiques. Ces processus, qui ne sont pas encore clairement définis, doivent être différents dans le détail afin d'expliquer ces différences de composition, mais comparables dans les grandes lignes pour justifier l'appartenance de tous les échantillons à la suite sanukitoïde. En tout cas, il est certain que ces différences sont à rechercher dans un découplage au niveau de la source mantellique de la suite : en effet, c'est au niveau des magmas les plus mafiques (pour $\text{SiO}_2 < 62\%$ en poids) que les contrastes géochimiques entre les deux groupes sont les plus flagrants (Figure 2.13).

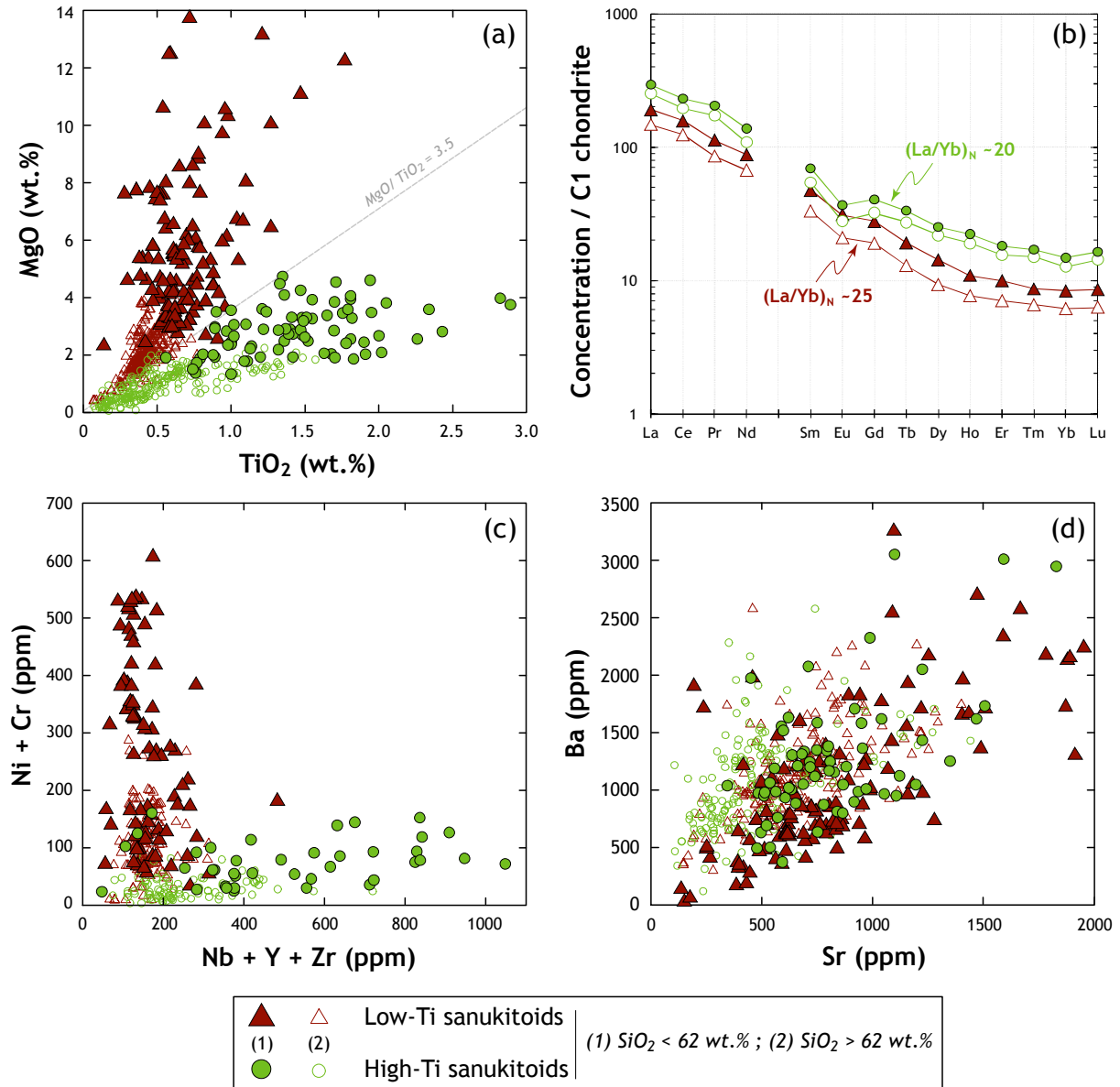


FIGURE 2.13 : Distinction géochimique entre les deux groupes de sanukitoïdes (low- et high-Ti) : (a) diagramme MgO vs. TiO₂ montrant que les deux groupes sont globalement caractérisés par des rapports MgO/TiO₂ respectivement supérieurs et inférieurs à 3.5 ; (b) spectre de terres rares où les concentrations sont normalisées aux chondrites (Sun & McDonough, 1994) mettant en évidence des concentrations plus élevées, le caractère moins fractionné du spectre et la présence d'une anomalie en Eu plus marquée dans le cas des high-Ti (les valeurs affichées sont les concentrations moyennes pour chaque groupe) ; (c) diagramme (Ni+Cr) vs. (Nb+Y+Zr) montrant que les low-Ti sont riches en éléments de transition alors que les high-Ti sont riches en HFSE ; (d) diagramme Sr vs. Ba montrant que les deux groupes sont moins bien différenciés sur la base de leurs concentrations en LILE.

Martin *et al.* (2009) ont ainsi proposé que les *high-Ti sanukitoids* représenteraient des liquides de type TTG hybridées avec de la péridotite mantellique, donc une interaction en un seul stade. Au contraire, les *low-Ti sanukitoids* dériveraient d'une hybridation en deux stades et plus précisément, de la fusion partielle d'une péridotite ayant subi une métasomatose

préalable, modale ou cryptique, causée par la circulation d'un magma de type TTG. Ce modèle a le grand avantage de présenter un mécanisme identique pour les deux groupes (interaction TTG/péridotite) mais des modalités de détail différentes, à même d'expliquer les différences de composition entre eux. Dans le cadre de ce modèle, la production de *low-Ti sanukitoids* précéderait celle des *high-Ti sanukitoids*, dans le sens où la péridotite hybridée par les interactions avec les TTG lors de la genèse des premiers serait en mesure de fondre par la suite pour donner naissance aux seconds. Une telle relation existe dans le craton de Dharwar, où les gneiss de Dod (*low-Ti*) se sont mis en place autour de ~2550 Ma (Krogstad *et al.*, 1991), près de 30 Ma avant le granite de Closepet (*high-Ti*), intrusif à 2518 ± 5 Ma (Jayananda *et al.*, 1995). Malgré tout, ce modèle reste pour le moment qualitatif, dans la mesure où il n'a été testé ni par des études expérimentales, ni par le biais de la modélisation géochimique (voir la discussion à ce sujet dans la Section 2.4.1).

2.3.2. Des sanukitoïdes « marginaux »

Un certain nombre d'études reportent également la présence de magmas tardi-archéens, en général associés aux sanukitoïdes, mais qui n'en sont pas pour autant au sens de la classification introduite par Heilimo *et al.* (2010). Il s'agit notamment de complexes magmatiques calco-alcalins, présentant des caractéristiques pétrographiques très semblables aux sanukitoïdes : une gamme de roches plutoniques allant des diorites aux granites, porteurs d'une minéralogie mafique à amphibole, biotite et parfois clinopyroxène dans les termes mafiques. Ces roches se distinguent néanmoins des sanukitoïdes par des teneurs plus faibles en LILE (Rb, Sr, Ba, K), Mg, Ni et Cr pour une concentration en SiO₂ donnée, des anomalies négatives en Eu systématiques, et un spectre de terres rares nettement moins fractionné en raison de teneurs plus élevées en HREE. Ces différences restent toutefois minimales, de sorte que ces objets se placent généralement sur la bordure du champ des sanukitoïdes dans différents diagrammes binaires (Figure 2.14), d'où l'appellation de « sanukitoïdes marginaux ». Celle-ci se justifie d'autant plus qu'ils sont souvent indiscernables des « sanukitoïdes vrais » pour la plupart des autres éléments majeurs et en traces.

Des associations magmatiques présentant cette composition particulière ont été recensées dans plusieurs cratons archéens. Sage *et al.* (1996) ont étudié plusieurs petites intrusions autour de la ceinture de roches vertes de Michipicoten, au Canada (province du Supérieur).

Certains de ces massifs appartiennent clairement à la suite sanukitoïde et sont d'ailleurs interprétés par ces auteurs comme dérivant de la différenciation d'un magma de type sanukitoïde *s.s.*. Par contre, d'autres présentent les caractéristiques mentionnées ci-avant, notamment des teneurs en LILE plus faibles que les sanukitoïdes et des spectres de terres rares moins fractionnés. Certaines phases du batholite de Bridger, dans la province du Wyoming aux USA, présentent elles aussi des compositions légèrement différentes des sanukitoïdes, représentés dans la région par le batholite de Louis Lake (Frost *et al.*, 1998). Récemment, Mikkola *et al.* (2011b) ont décrit, au sein du craton Karélien, en Finlande, des « diorites à quartz » qui sont géométriquement associées à des sanukitoïdes « vrais » mais s'en distinguent par des concentrations plus faibles en Sr, Ba, LREE, K₂O, Cr, Ni et plus élevées en HREE. Il est intéressant de noter que ces diorites à quartz sont aussi riches en MgO que les sanukitoïdes, mais possèdent un Mg# moindre, indiquant qu'il s'agit de magmas particulièrement riches en fer. En plus de ces termes relativement mafiques, des magmas acides présentent également ce genre de composition (et pourraient simplement représenter les produits de différenciation de ces « diorites à quartz »). Toujours dans le craton Karélien, Kovalenko *et al.* (2005) et Käpyaho *et al.* (2006) reportent la présence de « granodiorites leucocrates » et de granites potassiques, assez différents des sanukitoïdes sur le plan pétrographique mais néanmoins associés à ceux-ci et, comme pour ces derniers, dont les compositions isotopiques suggèrent qu'un composant mantellique a joué un rôle dans leur genèse. Enfin, ce genre de granitoïdes est également présent dans la province du Supérieur (Whalen *et al.*, 2004) et le craton Amazonien (Almeida *et al.*, 2010), et dans les deux cas, toujours intimement en relation avec des sanukitoïdes.

L'origine de tels magmas n'a été discutée que par Mikkola *et al.* (2011b), qui, reconnaissant leur affinité avec les sanukitoïdes à de nombreux points de vue, suggèrent qu'ils dérivent également d'un manteau enrichi. D'après ces auteurs, les hétérogénéités géochimiques observées entre les deux groupes reflèteraient différents degrés de métasomatose ou de fusion du manteau, une interprétation proposée par Moyen (2009) pour expliquer de telles différences au sein du groupe des adakites. Ainsi, selon ce modèle, les diorites à quartz proviendraient de taux de fusion du manteau plus élevés, ou d'un taux de métasomatose plus faible, expliquant leurs concentrations peu élevées en éléments incompatibles (LILE, LREE). Cependant, si un tel scénario était correct, leurs teneurs en

éléments de transition devraient être plus élevées que celles des sanukitoïdes, alors que c'est l'inverse (Mikkola *et al.*, 2011b). De plus, cette hypothèse ne permet pas de rendre compte de leur caractère ferreux, avec un Mg# plus faible que celui des sanukitoïdes. Il apparaît donc que les mécanismes de genèse de ces « sanukitoïdes marginaux » sont très mal contraints à ce jour. Dans la plupart des cratons, l'intrusion de ces magmas suit celle des sanukitoïdes de quelques dizaines de Ma tout au plus (Whalen *et al.*, 2004 ; Käpyaho *et al.*, 2006 ; Almeida *et al.*, 2010 ; Mikkola *et al.*, 2011b), renforçant encore l'éventualité d'un lien génétique entre les deux séries, mais la nature de ce lien reste à déterminer.

D'autre part, Steenfelt *et al.* (2005) présentent des données concernant un certain nombre de massifs dioritiques du craton Nord-Atlantique (Groenland), dont la composition en éléments majeurs les rattache tous au groupe des sanukitoïdes (Figure 2.14). Toutefois, si certaines de ces diorites présentent des compositions en éléments traces justifiant cette appartenance, d'autres en revanche sont clairement différentes. Par exemple, les diorites de Nordlandet et les « diorites calco-alcalines » de la région de Disko Bugt sont nettement moins riches en tous les éléments en traces incompatibles que les sanukitoïdes et présentent des spectres de terres rares quasiment plats. Ceci suggère qu'elles proviennent d'un manteau non enrichi (Steenfelt *et al.*, 2005) et montre qu'elles ne peuvent en aucun cas être qualifiées de sanukitoïdes (même marginales). A l'inverse, d'autres (les monzodiorites de Nag) sont nettement plus riches que les sanukitoïdes en Sr, P et REE (Figure 2.14), et présentent des spectres de terres rares particuliers, dominés par l'influence de l'apatite ; d'après Steenfelt *et al.* (2005), ces magmas sont issus de la fusion d'un manteau métasomatisé par des liquides carbonatitiques plutôt que silicatés. Mikkola *et al.* (2011a) invoquent un processus similaire pour expliquer la géochimie du complexe alcalin de Likämannikö, intrusif dans le craton Karélien en Finlande. Ce complexe est constitué de syénites à quartz, de carbonatites et de roches ultramafiques, et en ce sens, est bien différent des autres suites sanukitoïdes du craton Karélien, mais il possède le même âge qu'elles (~2740 Ma).

Pour résumer, le magmatisme tardi-archéen est aussi caractérisé par la présence de magmas présentant d'indiscutables affinités avec les suites sanukitoïdes, mais ne pouvant pas leur être strictement affiliés du fait de différences sur le plan géochimique. La ressemblance entre les deux groupes est probablement liée à un mécanisme pétrogénétique commun : l'interaction entre le manteau et un agent métasomatique riche en éléments incompatibles.

Toutefois, des variations dans la nature des composants en présence ainsi que des modalités de cette interaction semblent être à l'origine des différences géochimiques observées dans les magmas finaux. Des exemples de ces « sanukitoïdes marginaux » ont fait l'objet d'une partie de ce travail et sont présentés dans le Chapitre 5. Il s'agit d'ailleurs de magmas assez particuliers qui ne peuvent être comparés à aucun de ceux cités au cours de cette Section, soulignant encore un peu plus la complexité du magmatisme tardi-archéen.

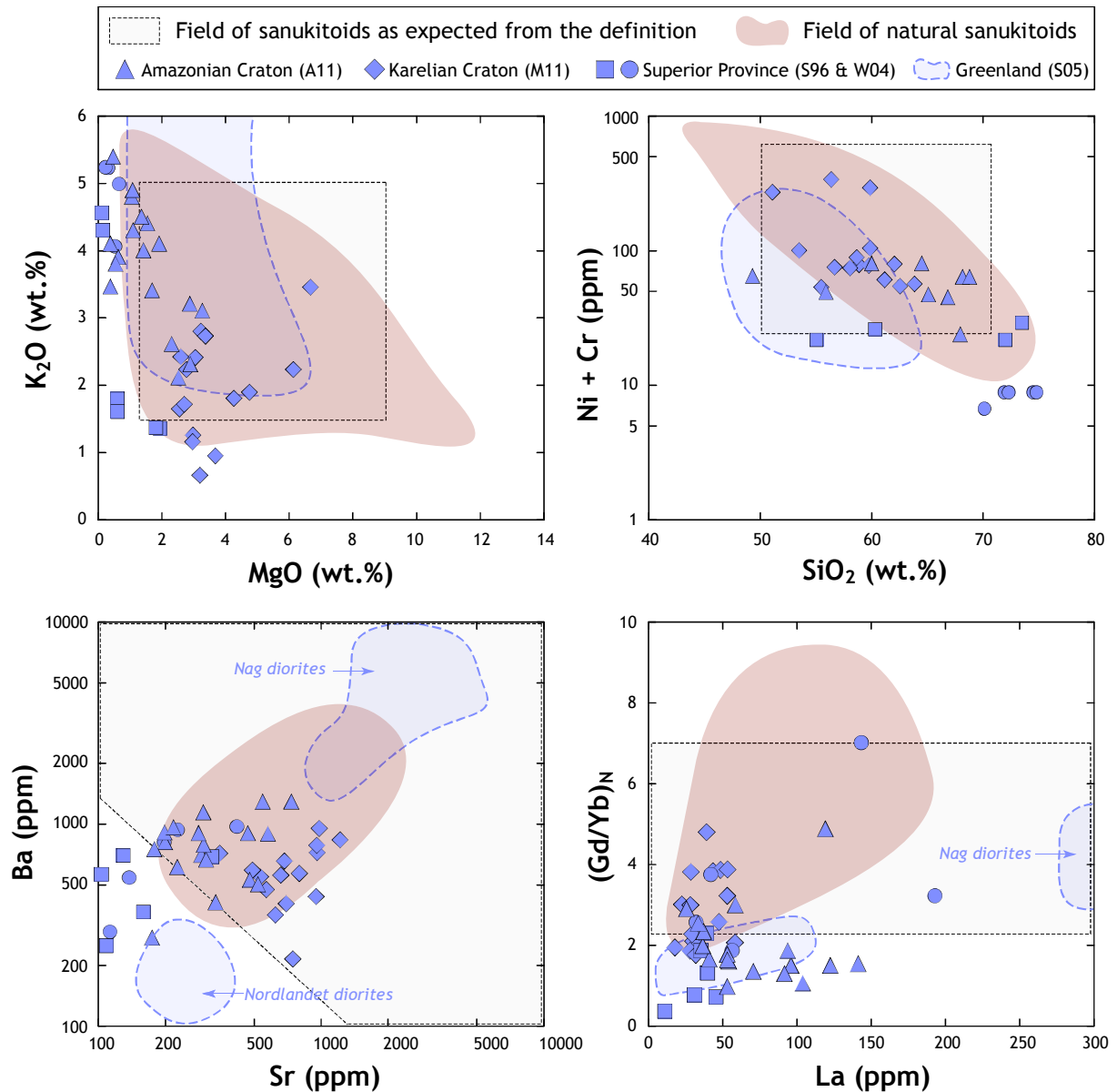


FIGURE 2.14 : Sélection de diagrammes binaires illustrant les différences de composition subtiles entre sanukitoïdes « vrais » (champ rouge) et « marginaux » (points bleus ; source des données : A11 = Almeida et al., 2011 ; M11 = Mikkola et al., 2011b ; S96 = Sage et al., 1996 ; W04 = Whalen et al., 2004 ; S05 = Steenfelt et al., 2005). Pour indication, le champ en grisé correspond au domaine de composition couvert par la définition de la suite sanukitoïde proposée par Heilimo et al. (2010).

2.3.3. Des magmas non apparentés aux sanukitoïdes

D'autres magmas tardi-archéens, contrairement à ceux mentionnés dans la Section précédente, ne peuvent pas être associés aux sanukitoïdes, que ce soit sur le plan pétrographique ou sur le plan géochimique. Il en va notamment des granitoïdes qui dérivent du recyclage de croûte continentale préexistante sans implication du manteau dans leur genèse. Il s'agit en général de « vrais » granites, en cela bien différents des sanukitoïdes et des magmas associés, dans la mesure où ils ne sont pas comagmatiques avec des phases mafiques ou intermédiaires (diorites, granodiorites). D'après Moyen *et al.* (2003), ces granites peuvent se répartir en deux groupes :

- (1) Des monzogranites et rares granodiorites, à biotite et occasionnellement amphibole, généralement équi-granulaires. Il s'agit de magmas métalumineux à légèrement peralumineux ($A/CNK = 0.9-1.2$), potassiques ($K_2O/Na_2O > 1$), possédant un $Mg\#$ faible (< 0.3) et comparables aux granites de « type I » (Chappell & White, 1974, 1992) (Figure 2.15). Ils sont généralement riches en Rb et Th mais pauvres en Ba et Sr, montrent une anomalie négative marquée en Eu et des spectres de terres rares au fractionnement très variable, quoique généralement moindre par rapport aux sanukitoïdes. Par ailleurs, pour un niveau de saturation en silice équivalent, ils sont globalement plus pauvres que ces derniers en éléments de transition, mais aussi en certains éléments incompatibles (Nb, Y, Zr et LREE) (Figure 2.15). Ces granites sont présents dans tous les cratons et généralement assez abondants, peut-être même davantage que les sanukitoïdes, représentant ainsi une fraction non négligeable du magmatisme tardi-archéen (Sylvester, 1994). Un consensus global attribue leur origine à la fusion à faible profondeur (dans le champ de stabilité du plagioclase) de matériel similaire aux TTG (*e.g.* Anhaeusser, 1981 ; Jahn *et al.*, 1988 ; Sylvester, 1994 ; Champion & Sheraton, 1997 ; Frost *et al.*, 1998 ; Moyen *et al.*, 2003a).

- (2) Des leucogranites à deux micas (biotite et muscovite), peralumineux ($A/CNK > 1.1$) et semblables aux granites de « type S » définis par Chappell & White (1974, 1992). Eux aussi sont caractérisés par un caractère potassique marqué ($K_2O/Na_2O > 1$) et un $Mg\#$ faible, attestant de leur origine « crustale » (Figure 2.15). Par comparaison avec les sanukitoïdes, et même avec les granites à biotite, ils sont particulièrement pauvres en éléments de transition et en la majorité des éléments incompatibles, sauf Rb, Ba et Th (Figure 2.15). A l'inverse des contextes syn- et tardi-orogéniques modernes où ces magmas sont très

représentés, leur occurrence n'est qu'exceptionnelle à l'Archéen. De plus, les rares témoins de ce magmatisme se sont mis en place dans une période de temps relativement courte correspondant à la transition Archéen-Protérozoïque (2800–2500 Ma). On notera, à titre d'exemple, l'occurrence de tels granites dans la province du Supérieur (en particulier le batholite de Ghost Lake ; Breaks & Moore, 1992), le craton du Chine du Nord (plutons associés au complexe de Fuping ; Liu *et al.*, 1999, 2004), le bouclier Baltique (certains leucogranites décrits par Querré, 1985) ou le craton du Kaapvaal (granite de Lekkersmaak ; Jaguin *et al.*, 2012). Les études expérimentales menées pour comprendre l'origine de ces matériaux ont clairement démontré que leur source était de nature métasédimentaire (Vielzeuf & Holloway, 1988 ; Patiño-Douce & Johnston, 1991 ; Clemens *et al.*, 1997 ; Stevens *et al.*, 1997). Ainsi, en plus des gneiss de composition TTG, il semblerait que le recyclage crustal concerne aussi de petits volumes de roches supracrustales à la fin de l'Archéen.

D'autre part, Moyen *et al.* (2003a) ont également inclus dans leur typologie du magmatisme tardi-archéen des granitoïdes de « type A », c'est-à-dire des roches felsiques alcalines caractérisées par une sous-saturation en aluminium par rapport aux alcalins ($A/NK < 1$). Il s'agit en général de syénites ou de granites alcalins à pyroxène ou amphibole sodique (ægyrine, arfvedsonite). Ces roches sont, elles aussi, relativement rares dans l'enregistrement magmatique archéen, et restreintes à la fin de celui-ci : elles sont représentées par le complexe de Portree, dans le craton de Pilbara (~2945 Ma ; Smithies & Champion, 2000) ainsi que les syénites du complexe de Likämannikö, en Finlande (~2740 Ma ; Mikkola *et al.*, 2011a ; voir Section 2.3.2) et du stock d'Otto, dans la province du Supérieur au Canada (~2680 Ma ; Corfu *et al.*, 1989 ; Sutcliffe *et al.*, 1990). Smithies & Champion (2000) ont proposé que ce genre de magmas dérive d'une source basaltique métasomatisée, localisée dans la croûte profonde. Alternativement, ils pourraient aussi être issus d'un manteau métasomatisé par des liquides carbonatitiques ou des fluides alcalins et riches en CO_2 , comme l'ont proposé respectivement Mikkola *et al.* (2011a) et Lobach-Zhuchenko *et al.* (2008). En ce sens, ils seraient ainsi apparentés aux sanukitoïdes puisque dérivant d'un manteau enrichi en éléments incompatibles juste avant la fusion (voir Section 2.3.2).

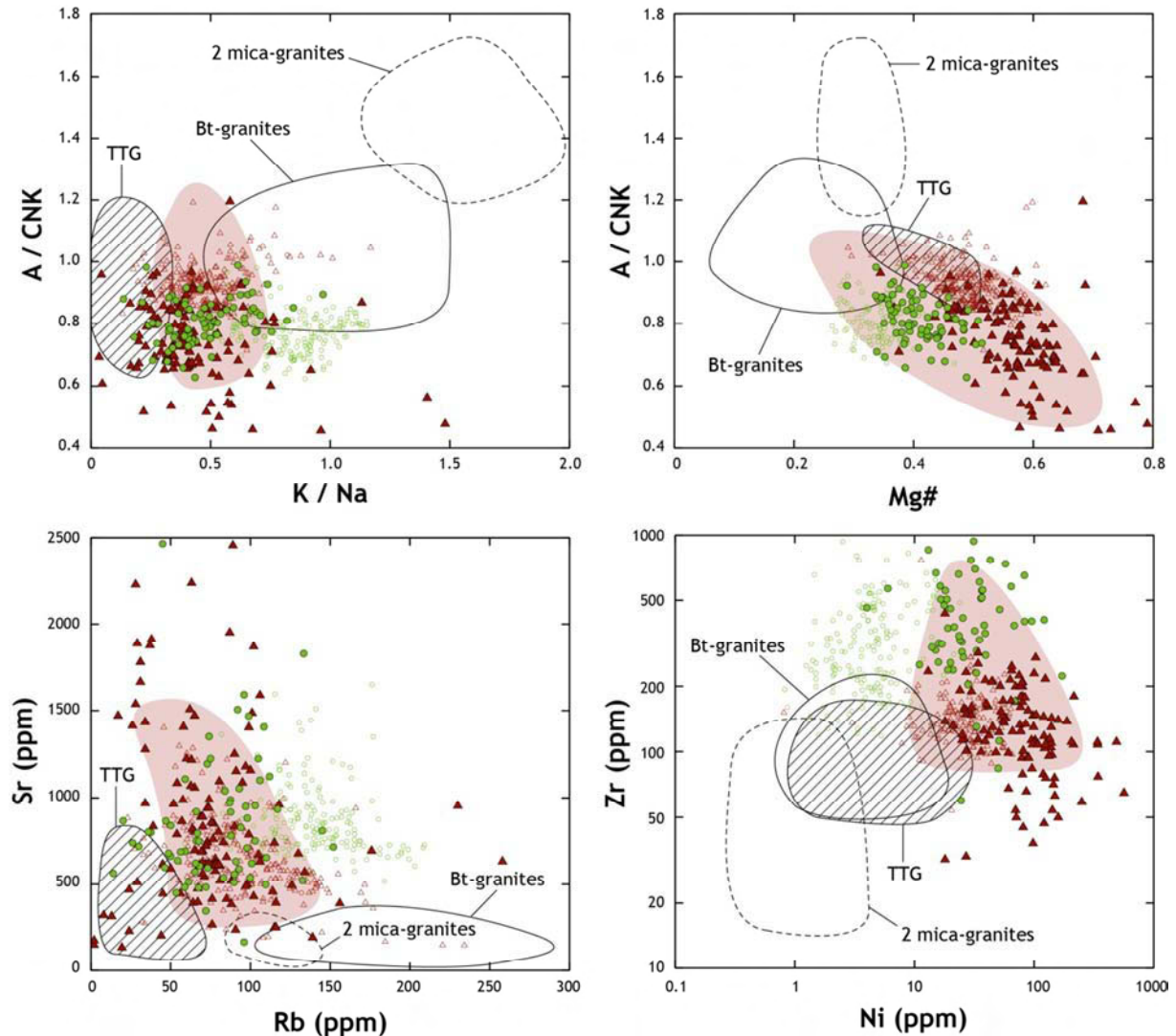


FIGURE 2.15 : Typologie géochimique des granitoïdes tardi-archéens ; les champs de détermination sont ceux définis par Moyen et al. (2003) : les sanukitoïdes (champ rouge), les TTG (champ hachuré), les granites à biotite (contour plein) et à 2 micas (contour pointillé) sont représentés. Les symboles représentent les échantillons de sanukitoïdes (même légende que la Figure 2.13).

2.3.4. Vers une nouvelle typologie ?

A la lumière des observations résumées dans les trois dernières sections, il apparaît que le magmatisme tardi-archéen est en fait extrêmement diversifié et ne peut se résumer à la simple expression des sanukitoïdes, d'où la nécessité d'une classification pertinente. Une telle typologie a déjà été dressée par Moyen *et al.* (2003a) et nous proposons ici de la mettre à jour pour rendre compte des observations faites pendant la dernière décennie, en particulier en ce qui concerne la nomenclature des sanukitoïdes et des roches associées.

Ainsi, il est possible de distinguer six grands types de magmas tardi-archéens :

- (1) Les **sanukitoïdes pauvres en Ti** (*low-Ti sanukitoids*), représentant essentiellement des monzodiorites et granodiorites équigranulaires à grain moyen et tous leurs magmas dérivés (suite sanukitoïde telle que définie par Heilimo *et al.*, 2010). Les termes les plus mafiques de ce groupe répondent à la stricte définition des sanukitoïdes donnée par Stern *et al.* (1989). Ces magmas seraient issus de l'hybridation d'un liquide de type TTG par une péridotite mantellique (Martin *et al.*, 2009), mais ce modèle reste à quantifier ;

- (2) Les **sanukitoïdes riches en Ti** (*high-Ti sanukitoids*), correspondant au groupe des granitoïdes de « type Closepet » tel qu'il a été défini par Moyen *et al.* (2003a). Il s'agit de plutons constitués principalement de granodiorites porphyroïdes, associées à des monzodiorites, ainsi que tous leurs dérivés. Par rapport aux sanukitoïdes pauvres en Ti, ils sont plus riches en Fe, HFSE, REE et plus pauvres en Mg et éléments de transition. Ces caractéristiques reflèteraient leur origine par fusion d'une péridotite hybride, préalablement enrichie par un magma de type TTG (Martin *et al.*, 2009) ;

- (3) Les **sanukitoïdes « marginaux »**, décrits dans la Section 2.3.2, ne sont pas des sanukitoïdes (indifféremment pauvres ou riches en Ti) au sens de la définition mais ils ne s'en distinguent que par quelques caractéristiques géochimiques. En général, il s'agit de teneurs plus faibles en LILE, éléments de transition et Mg et de spectres de terres rares moins fractionnés, mais il existe des cas particuliers (par exemple les diorites de Nag décrites par Steenfelt *et al.*, 2005 ; voir Section 2.3.2). Ils sont liés aux sanukitoïdes par un processus pétrogénétique similaire, à savoir l'interaction entre une péridotite mantellique et un composant enrichi ;

Les trois groupes suivants sont identiques à ceux qui ont été définis dans la typologie de Moyen *et al.* (2003a). En effet, il s'agit soit de granitoïdes dont l'origine est bien comprise et fait l'objet d'un consensus global (c'est le cas des granites à biotite), soit de matériaux relativement peu abondants par rapport aux autres lithologies et dont l'occurrence est donc moins significative (granites à deux micas et granites peralcalins) :

- Les **granites à biotite** sont des monzogranites et des granodiorites qui proviennent vraisemblablement de la fusion de TTG préexistantes à basse pression (c'est-à-dire, au niveau de la croûte).

- Les **granites à deux micas** contiennent, comme leur nom l'indique, biotite et muscovite et sont donc issus du recyclage de matériel métasédimentaire.

- Les **granitoïdes peralcalins** et les syénites alcalines constituent des objets exceptionnels dont l'origine est discutée. Ils proviennent soit de la fusion de croûte inférieure mafique (Smithies & Champion, 2000), soit d'une source mantellique métagénisée par des liquides ou des fluides alcalins et/ou carbonés (Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008 ; Mikkola *et al.*, 2011a).

Il faut noter que ce magmatisme tardi-archéen présente deux caractéristiques majeures. La première, déjà notée pour les sanukitoïdes (voir Section 2.1.3) est qu'il se manifeste au cours d'une période de temps restreinte, à la fois au sein d'un craton donné (50–150 Ma) et à l'échelle globale (~500 Ma entre 3000 et 2500 Ma, c'est-à-dire strictement pendant la transition Archéen-Protérozoïque). La seconde caractéristique concerne la nature de ces magmas : leur diversité et leur géochimie contrastent en effet très nettement avec celles des TTG archéennes. En particulier, tous les granitoïdes mentionnés ci-avant, indépendamment du groupe dans lequel ils sont classés, sont plus potassiques que les TTG et la plupart présentent même des rapports K_2O/Na_2O au-dessus de l'unité. Il est donc probable que la transition entre les régimes géodynamiques archéen et moderne soit enregistrée par l'ensemble de ce magmatisme potassique à la transition Archéen-Protérozoïque, et pas uniquement par les sanukitoïdes.

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons de répondre à certaines interrogations, concernant d'une part l'origine des sanukitoïdes (au sens strict et « marginaux »), et d'autre part la signification globale de cette diversité magmatique à la fin de l'Archéen. En effet, ces problématiques présentent encore des lacunes importantes, lesquelles sont résumées dans la Section suivante.

2.4. Les questions en suspens

2.4.1. Nature des interactions au niveau mantellique

Le modèle pétrogénétique le plus souvent invoqué pour expliquer la géochimie « paradoxale » des sanukitoïdes repose sur des interactions entre une péridotite mantellique et un composant riche en éléments incompatibles (voir Section 2.2). Néanmoins, de nombreuses incertitudes planent encore sur la nature du composant enrichi ainsi que sur les modalités de cette hybridation. La compréhension de celles-ci est primordiale pour évaluer le contexte

géodynamique dans lequel les sanukitoïdes se forment et pour appréhender leur signification globale dans les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque.

Sur la base de la ressemblance entre les spectres multi-élémentaires des sanukitoïdes et ceux des TTG, la plupart des auteurs ont conclu que l'agent métasomatique à l'origine de l'enrichissement du manteau était un magma de composition TTG (*e.g.* Smithies & Champion, 2000 ; Moyen *et al.*, 2001 ; Martin *et al.*, 2005, 2009). Bien que confirmée par les études expérimentales de Rapp *et al.* (1999, 2010), cette hypothèse n'explique pas toutes les caractéristiques certains sanukitoïdes. Par exemple, un certain nombre d'entre eux, en particulier les *high-Ti sanukitoids*, montrent une anomalie négative en Eu assez marquée ($Eu_N/Eu^* = 0.4\text{--}1.0$). Celle-ci est présente même dans les termes les moins différenciés et n'est pas corrélée à la teneur en silice des échantillons (Figure 2.16). Une telle anomalie peut difficilement s'expliquer si les interactions concernent une péridotite mantellique et un magma de composition TTG, qui sont tous deux caractérisés par l'absence d'anomalie ($Eu_N/Eu^* \sim 1$; Figure 2.16).

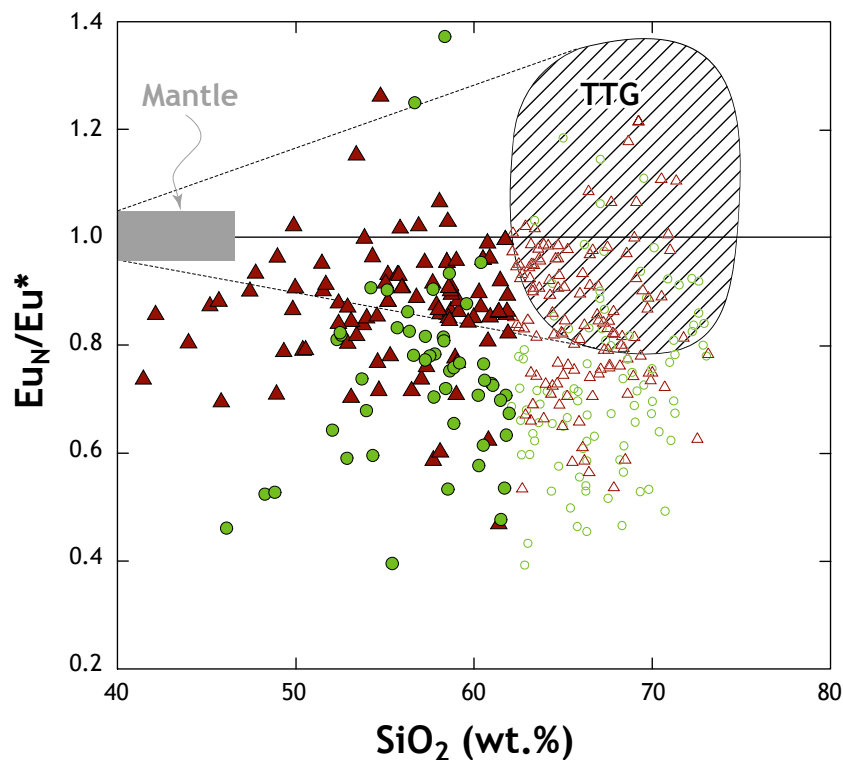


FIGURE 2.16 : Diagramme Eu_N/Eu^* vs. SiO_2 ($Eu^* = [Sm_N + Gd_N]/2$), montrant que certains sanukitoïdes (symboles identiques à la Figure 2.13) présentent une anomalie négative en Eu qui ne peut pas être expliquée par un mélange entre le manteau et un liquide de composition TTG. En effet, un tel mélange (champ délimité par les pointillés) ne présenterait pas des valeurs de Eu_N/Eu^* inférieures à ~ 0.8 .

Ainsi, dans certains cas, il semble donc qu'un agent métasomatique différent d'un liquide de composition TTG puisse avoir joué un rôle dans la genèse des sanukitoïdes. Afin d'expliquer les compositions reportées dans la Figure 2.16, celui-ci doit présenter une anomalie négative en Eu, ce qui serait par exemple le cas d'un magma issu de la fusion de sédiments détritiques. D'ailleurs, Smithies *et al.* (2004) évoquent la possibilité d'un composant sédimentaire dans la source de certains basaltes riches en éléments incompatibles du bassin de Mallina, dans le craton de Pilbara (Australie), montrant qu'un processus similaire pourrait avoir son importance dans la genèse des sanukitoïdes. D'autre part, certains termes mafiques de la suite sanukitoïde sont riches en CO₂, ce qui a amené certains auteurs à suggérer que le manteau avait interagi avec des fluides carbonés plutôt que des TTG (*e.g.* Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2005, 2008), ces derniers n'étant pas spécialement caractérisés par des teneurs élevées en CO₂. Quoi qu'il en soit, ces différentes possibilités reposent essentiellement sur des critères qualitatifs et restent à confirmer.

Par ailleurs, Martin *et al.* (2009) ont mis en évidence le fait que les interactions entre l'agent métasomatique (quel qu'il soit) et la péridotite mantellique pouvaient avoir lieu selon deux modalités différentes (Figure 2.17) :

- Soit **en un seul stade**, au cours duquel un magma percolant dans le manteau assimile de la péridotite et voit donc sa composition évoluer vers celle des sanukitoïdes ;
- Soit **en deux stades** : le liquide ou le magma métasomatique est entièrement consommé par des réactions avec la péridotite, générant ainsi un assemblage mantellique hybride. Dans un second temps, la fusion partielle de cet assemblage donne naissance aux sanukitoïdes.

La distinction entre l'un et l'autre, d'un point de vue physique, reposerait essentiellement sur le rapport des proportions entre l'agent métasomatique et le manteau (Figure 2.17) : c'est l'influence du « *melt:rock ratio* » proposée par Rapp *et al.* (1999). Si ce rapport est très faible ($\ll 1$), le liquide ou le fluide sera consommé très rapidement et résultera en une métasomatose cryptique du manteau. Si il est un peu plus élevé, mais toujours inférieur à 1 (typiquement compris entre 0.2 et 1 ; Rapp *et al.*, 2006), la consommation de l'agent métasomatique résultera cette fois en une hybridation modale, avec cristallisation de phases secondaires résultant de l'interaction. Enfin, si le rapport est supérieur à 1, le magma ou le fluide ne sera pas totalement consommé mais simplement hybridé par la péridotite au travers de laquelle il

percole. Ainsi, selon que le « *melt:rock ratio* » sera inférieur ou supérieur à 1, on obtiendra respectivement une interaction en deux stades ou en un seul stade (Rapp *et al.*, 1999).

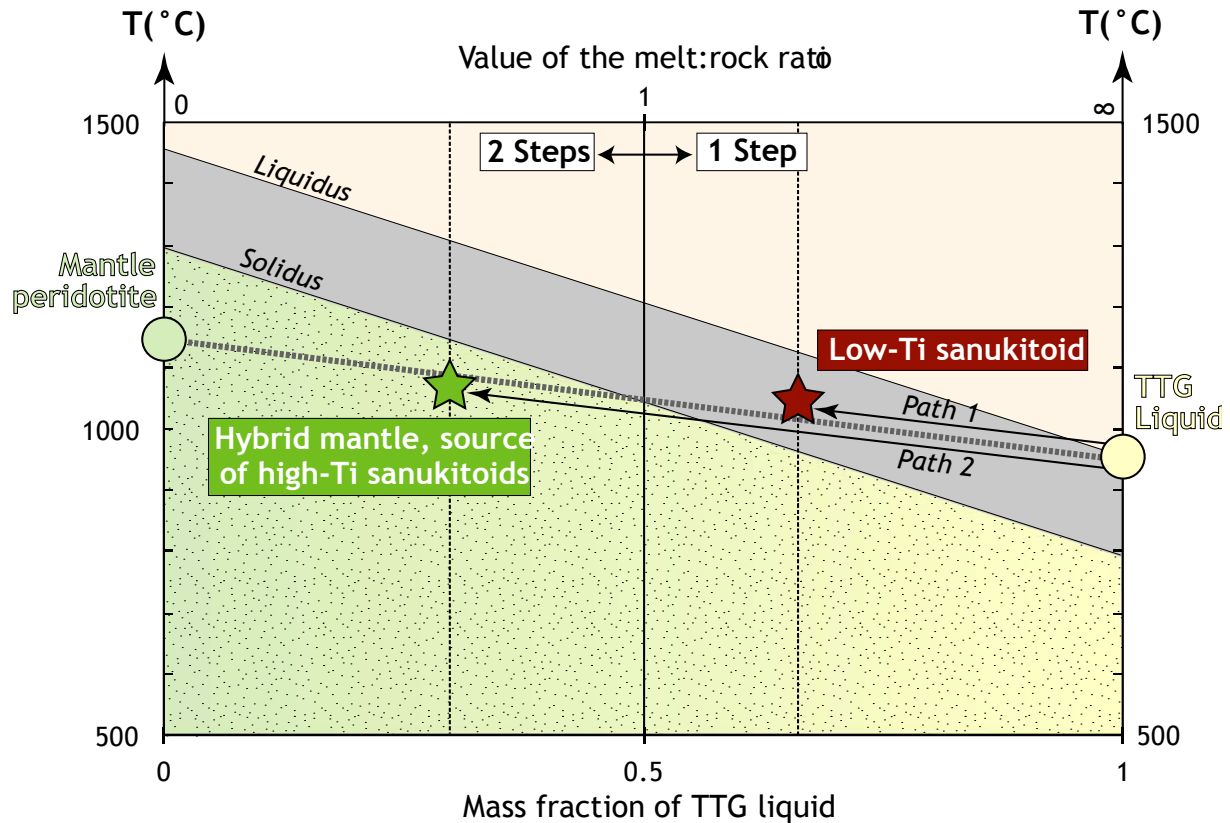


FIGURE 2.17 : « Diagramme de phase » conceptuel illustrant la nature des interactions entre une péridotite mantellique et un liquide de composition TTG. La nature des interactions est contrôlée par la valeur du melt:rock ratio (rapport liquide/péridotite ; Rapp *et al.*, 1999). Si celui-ci est supérieur à 1, le magma assimile de la péridotite tout en cristallisant pyroxène et grenat, mais survit aux interactions à l'état partiellement liquide (« Path 1 ») et peut atteindre la croûte sous forme de sanukitoïdes pauvres en Ti. Si le melt:rock ratio est inférieur à 1, le liquide est totalement consommé par l'hybridation : on passe sous la température du solidus (« Path 2 »), cristallisant un assemblage métasomatique dont la fusion ultérieure donnera naissance à des sanukitoïdes riches en Ti. Modifié d'après Martin *et al.* (2009).

Martin *et al.* (2009) ont proposé que ces deux processus distincts pouvaient être à l'origine de la distinction géochimique entre les deux groupes de sanukitoïdes (*low-Ti* et *high-Ti*, respectivement ; voir Section 2.3.1). Toutefois, la validité de cette hypothèse n'est toujours pas vérifiée, dans la mesure où, d'après Martin *et al.* (2009), ces deux mécanismes ne sont pas différenciables du point de vue de la modélisation géochimique, si l'on considère qu'ils se déroulent tous deux à l'équilibre. D'autre part, la plupart des expériences d'hybridation entre une péridotite et un liquide felsique ont pour le moment été conduites à des « *melt:rock*

ratio » supérieurs ou égaux à 1 (entre 10% et 50% de péridotite ; Sen & Dunn, 1994 ; Rapp *et al.*, 1999, 2010 ; Prouteau, 1999 ; Prouteau *et al.*, 2001). De ce fait, la nature des interactions lors d'une hybridation en deux stades reste relativement spéculative, puisque non étayées par des résultats expérimentaux à ce jour. Par conséquent, même si cette distinction dans les mécanismes d'hybridation est une hypothèse prometteuse pour expliquer des différences chimiques au sein du groupe des sanukitoïdes, rien ne permet pour le moment de la confirmer.

A l'occasion de ce travail, des éléments de réponse ont été apportés concernant ces deux questions (nature de l'agent métasomatique et des interactions). Ceux-ci sont présentés dans le Chapitre 4, consacré à l'étude des sanukitoïdes.

2.4.2. Mécanismes de différenciation

Bien qu'ils soient encore flous sur certains points (voir section précédente), les processus pétrogénétiques à l'origine des termes mafiques de la suite sanukitoïde sont beaucoup mieux contraints que les mécanismes de différenciation qui se déroulent au niveau de la croûte continentale. En effet, il n'existe pas de modèle global concernant la pétrogenèse des roches felsiques de la suite sanukitoïde, bien qu'il s'agisse, en général, des termes volumétriquement les plus abondants. Cette problématique a des conséquences majeures pour notre vision des mécanismes de genèse et de différenciation de la croûte continentale. Ainsi, Kelemen (1995) et Tatsumi (2008) ont mis en lumière la ressemblance frappante entre la composition moyenne de la croûte continentale et celle des sanukitoïdes les plus mafiques. Par ailleurs, la plupart des sanukitoïdes « différenciés » présentent une composition granodioritique (moyenne SiO_2 = 66.7% en poids) très similaire à celle de la croûte continentale supérieure (moyenne SiO_2 = 66.6% en poids ; Rudnick & Gao, 2003). Par conséquent, comprendre la différenciation de la suite sanukitoïde peut apporter des informations essentielles à la compréhension de celle de la croûte continentale depuis la fin de l'Archéen.

A l'heure actuelle, deux grandes familles de modèles s'opposent (Figure 2.18) : (1) les modèles de différenciation pure et (2) les modèles de contamination. Les modèles de différenciation, proposés par la plupart des auteurs sur la base de critères qualitatifs, impliquent que les termes felsiques de la suite sanukitoïdes dérivent directement, par cristallisation fractionnée ou, plus rarement, par fusion partielle, des termes mafiques eux-mêmes issus de la fusion d'un manteau enrichi (Davis & Hegner, 1992 ; Sage *et al.*, 1996 ;

Whalen *et al.*, 2004 ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2005, 2008). Quantitativement, ce modèle est cohérent avec la modélisation de Stern & Hanson (1991) qui ont montré que les granodiorites et granites du complexe de Roaring River, dans la province du Supérieur, pouvaient dériver des monzodiorites associées par cristallisation d'un cumulat à clinopyroxène, amphibole, plagioclase, biotite et phases accessoires (en proportions variables au cours de la différenciation). Bien que très bien contraint d'un point de vue numérique, ce modèle est assez peu réaliste, géologiquement parlant, car il implique des taux de cristallisation très importants (50 à 90%) afin de rendre compte de la composition de la plupart des roches felsiques.

D'autre part, les modèles de « contamination » sont basés sur la genèse de magmas granodioritiques par le biais d'interactions entre les liquides mafiques et la croûte continentale préexistante. Ces interactions peuvent se manifester soit par de l'assimilation couplée à de la cristallisation fractionnée (AFC), soit par du mélange avec un liquide produit par la fusion de l'encaissant. Ces deux modèles ont respectivement été invoqués pour expliquer la variabilité géochimique des sanukitoïdes de la province du Supérieur (Stevenson *et al.*, 1999) et du granite de Closepet, en Inde du Sud (Jayananda *et al.*, 1995 ; Moyen *et al.*, 1997, 2001). Dans le cas de la province du Supérieur, le modèle repose essentiellement sur l'évolution de la signature isotopique en Nd en fonction du degré de différenciation, ce qui est une caractéristique fondamentale de la contamination crustale (Stevenson *et al.*, 1999). Cependant, cette évolution est basée sur la comparaison de différents plutons : par conséquent, les différences en termes de signature isotopique (par ailleurs assez faibles puisqu'elles ne dépassent pas 2 unités epsilon) reflètent peut-être des sources différentes plutôt que des degrés de contamination variables. Le modèle de mélange admis pour le granite de Closepet est mieux contraint, mais reste à ce jour la seule étude pétrogénétique cohérente concernant la différenciation de la suite sanukitoïde.

Par conséquent, il est nécessaire de mieux contraindre les mécanismes d'évolution de la suite sanukitoïde vers des termes felsiques, très représentés en surface, et leurs implications pour la croissance et la différenciation crustale. Une partie de ce travail est consacrée à cette problématique ; les résultats sont présentés dans le Chapitre 4.

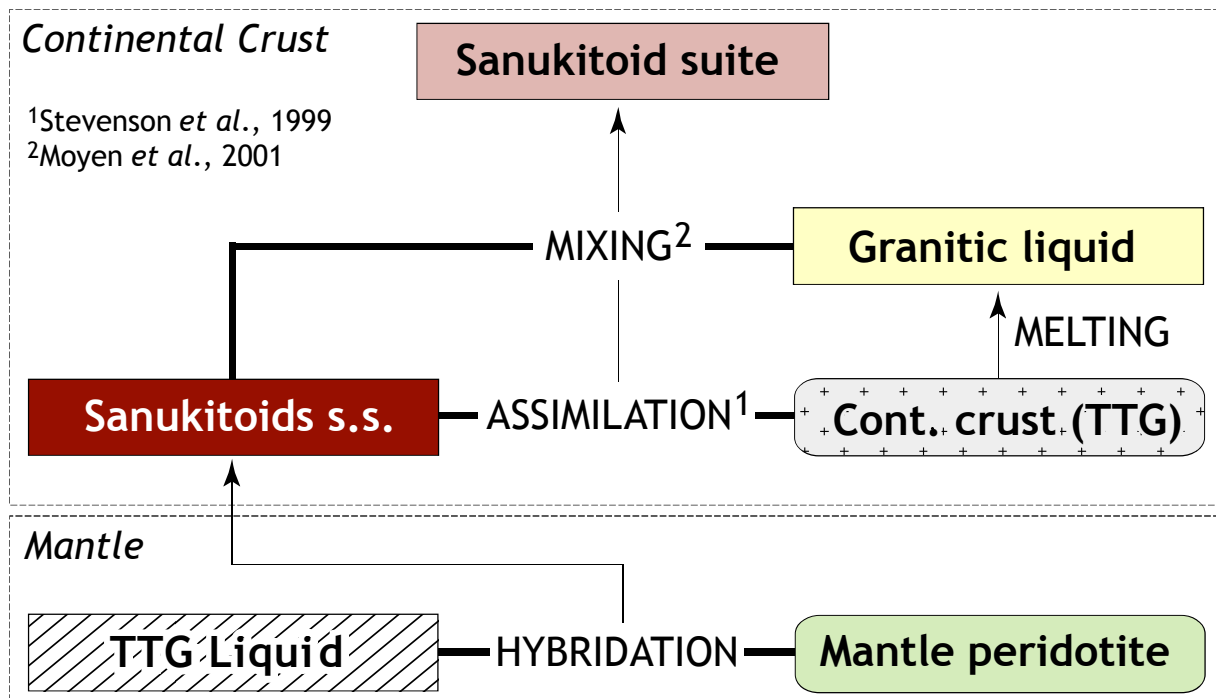


FIGURE 2.18 : Schéma résumant l'état actuel des modèles pétrogénétiques retenus pour expliquer l'origine des sanukitoïdes (au sens strict) et de la suite sanukitoïde. Celle-ci dériverait principalement d'interactions entre de la croûte préexistante et un liquide sanukitoïde s.s.

2.4.3. Signification globale du magmatisme tardi-archéen

Comme on l'a vu dans la Section 2.3.4, le magmatisme tardi-archéen présente une diversité de compositions qui contraste nettement avec l'enregistrement magmatique archéen, dominé par les TTG. Cette évolution très nette entre 3000 et 2500 Ma marque très vraisemblablement les changements géodynamiques qui se sont produits à la fin de l'Archéen. En conséquence, l'étude de ce magmatisme est à même de fournir des éléments utiles à la compréhension de leurs causes ainsi que de leurs manifestations. Certains auteurs ont déjà tenté d'appréhender celles-ci, mais, la plupart du temps, essentiellement sur la base de l'étude de la relation entre TTG et sanukitoïdes.

Par exemple, dans le bouclier Baltique, les sanukitoïdes sont associés à des TTG à la fois riches en HREE (fusion à faible profondeur, en l'absence de grenat résiduel) et pauvres en HREE (fusion à forte profondeur avec grenat stable au résidu). Halla *et al.* (2009) et Heilimo *et al.* (2010) ont ainsi proposé que cette association traduise l'existence d'un contexte de subduction chaude où un « slab » plonge sous un épais plateau océanique. La fusion de ce dernier ainsi que de la plaque plongeante expliquerait la genèse des TTG respectivement riches et pauvres en HREE. Quant aux sanukitoïdes, ils dériveraient du manteau hybridé par

la circulation de ces TTG, sous l'impulsion d'une rupture de la lithosphère subduite (« *slab breakoff* ») qui permettrait la remontée du manteau asthénosphérique chaud, susceptible d'induire la fusion et de contribuer à la signature enrichie des sanukitoïdes. Ce modèle, déjà proposé par d'autres auteurs (Whalen *et al.*, 2004 ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008), s'inscrit parfaitement, d'après Halla *et al.* (2009), dans le cadre de modélisations numériques des processus de convergence de plaque à l'Archéen. En effet, dans les conditions plus « chaudes » de la Terre archéenne, la subduction aurait été un processus très instable et transitoire, au cours duquel la plaque plongeante pouvait se fragmenter fréquemment en petits panneaux qui « coulaient » dans le manteau (Van Hunen & Van den Berg, 2008 ; Moyen & Van Hunen, 2012). Cependant, si ce modèle fournit un environnement tectonique propice à la genèse des sanukitoïdes, il n'explique pas les changements géodynamiques auxquels ils sont associés. En effet, ce caractère instable de la subduction caractérise l'ensemble de l'Archéen : en d'autres termes, il est tout à fait possible que des « subductions avortées » aient évoluées en *slab breakoff* avant 3000 Ma (Moyen & Van Hunen, 2012), auquel cas les sanukitoïdes ne devraient pas être absents de l'enregistrement géologique avant cette date.

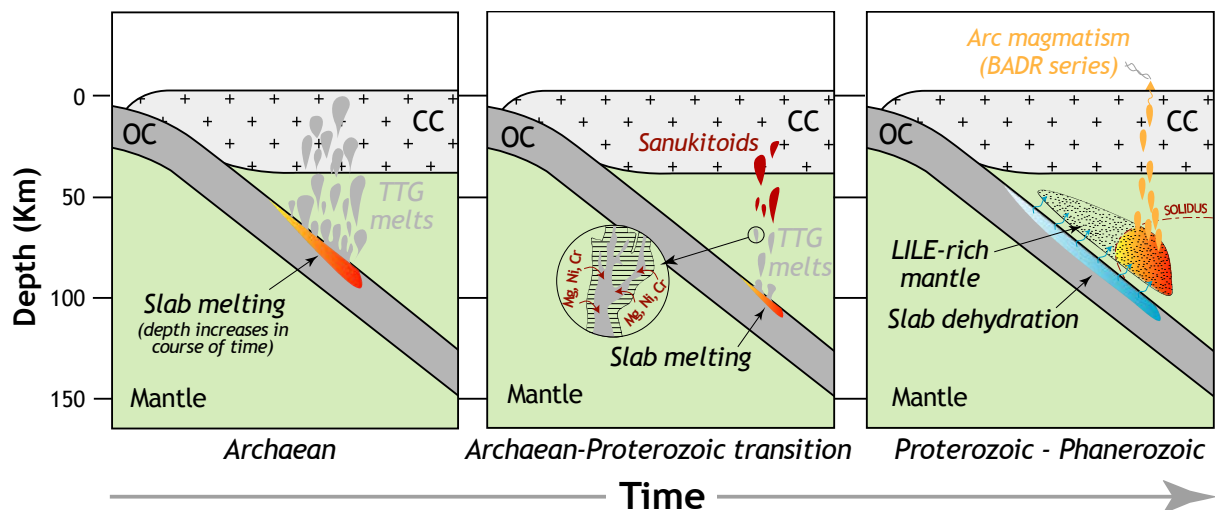


FIGURE 2.19 : Modèle d'évolution séculaire du magmatisme en zone de subduction, modifié d'après Martin *et al.* (2005, 2009). A l'Archéen, la fusion directe du slab à relativement faible profondeur produit des volumes importants de TTG. En raison du refroidissement terrestre, les volumes de magmas produits à la fin de l'Archéen sont moindres, engendrant davantage d'interactions avec le manteau pour produire les sanukitoïdes. Après 2500 Ma, les conditions thermiques ne sont plus suffisantes pour que le slab ne fonde. Par contre, il se déshydrate, libérant des fluides riches en LILE susceptibles de métasomatiser le coin de manteau et d'induire sa fusion, donnant naissance au magmatisme d'arc moderne. CC = croûte continentale ; OC = croûte océanique.

Un modèle alternatif, qui a l'avantage de beaucoup mieux expliquer l'occurrence tardi-archéenne des sanukitoïdes, a été proposé par Moyen *et al.* (2003a) et consolidé par Martin *et al.* (2009) (Figure 2.19). Dans le cadre de ce modèle, les TTG sont générés par fusion partielle de croûte océanique subduite au cours de l'Archéen, et l'évolution séculaire de leur composition traduit une hybridation de plus en plus intense avec le manteau sus-jacent (Smithies, 2000 ; Martin & Moyen, 2002). A la fin de l'Archéen, du fait d'un régime thermique de moins en moins vigoureux, les taux de fusion de la plaque plongeante sont beaucoup plus faibles, et les petits volumes de magmas ainsi produits vont interagir d'autant plus avec le manteau, donnant naissance aux sanukitoïdes. Enfin, après 2500 Ma, le manteau environnant n'est plus assez chaud pour entraîner la fusion de la croûte subduite, qui va seulement se déshydrater pour produire des fluides riches en éléments mobiles (Rb, Ba, K) susceptibles de modifier la composition du coin de manteau, dont la fusion engendrera le magmatisme d'arc moderne. Toute l'élégance de ce modèle réside dans le fait qu'il explique avec succès des changements géodynamiques brutaux, à l'échelle des temps géologiques, par un processus continu (le refroidissement terrestre). Il repose cependant sur un paradigme particulièrement controversé, à savoir, que la genèse des TTG archéennes a principalement lieu dans un contexte de subduction par fusion de la plaque plongeante. Cette supposition est peu évidente, au regard de l'instabilité thermodynamique de la subduction à l'Archéen (Van Hunen & Van den Berg, 2008 ; Moyen & Van Hunen, 2012) qui semble peu à même de permettre la genèse des volumes massifs de TTG qui caractérisent la plupart des cratons (Bédard, 2006).

Il apparaît donc que les quelques modèles avancés pour expliquer l'apparition des sanukitoïdes à la fin de l'Archéen souffrent de certaines incohérences ou lacunes. De plus, aucun modèle n'a été proposé, à ce jour, pour rendre compte de la diversité du magmatisme tardi-archéen et non pas de la présence des seuls sanukitoïdes. Par conséquent, il est nécessaire d'envisager de nouveaux modèles, intégrant l'existence de ces différents types de granitoïdes, les relations qu'ils présentent non seulement les uns avec les autres mais aussi avec les TTG archéennes. En conséquence, l'un des objectifs de ce travail consiste à proposer un modèle cohérent d'évolution des mécanismes de formation et d'évolution de la croûte continentale à la fin de l'Archéen, qui soit en mesure d'expliquer les changements observés dans l'enregistrement géologique. Pour répondre à ces questions, il convient :

- de contraindre précisément et en détail les causes de la diversité du magmatisme tardi-archéen ;
- d'étudier son évolution spatio-temporelle, non seulement dans un lieu donné ;
- mais également à l'échelle globale.

Dans le cadre de la présente thèse, ces questions sont abordées dans les Chapitres 5 à 7. Un modèle global de genèse et de différenciation de la croûte continentale, résultant de ces travaux, est présenté dans la Section 7.4.

Chapitre 3

Les terrains archéens d'Afrique du Sud

Dans les deux premiers chapitres de ce manuscrit, j'ai présenté d'une part la problématique, et d'autre part les matériaux faisant l'objet de cette thèse. Le but de ce troisième chapitre est de décrire le contexte géologique dans lequel s'inscrit ce travail, à savoir les terrains archéens d'Afrique du Sud.

Le bouclier archéen d'Afrique australe, ou craton du Kalahari, est constitué de trois sous-ensembles : le craton du Kaapvaal, le craton du Zimbabwe et, marquant la séparation entre les deux, la ceinture mobile du Limpopo (Figure 3.1). Géographiquement, ces trois domaines se répartissent entre le Botswana, le Zimbabwe, le Lesotho, le Swaziland et l'Afrique du Sud. Dans ce chapitre, seuls les terrains affleurant en Afrique du Sud seront décrits : il s'agit du bloc du Kaapvaal et d'une grande partie de la ceinture du Limpopo. Les descriptions se basent sur plusieurs synthèses publiées dans la littérature, et font également l'objet d'un article soumis à *Precambrian Research* (Section 3.3) dont l'objectif est de clarifier l'évolution tardi-archéenne au nord du craton du Kaapvaal, grâce à la datation absolue de plusieurs massifs de granitoïdes et unités de gneiss.

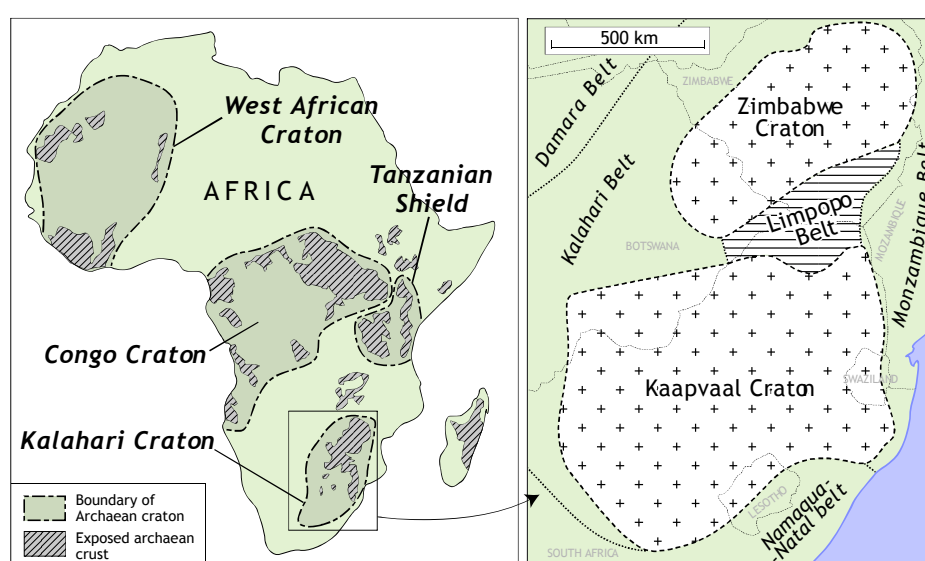


FIGURE 3.1 : Le craton du Kalahari : carte de localisation parmi les terrains archéens d'Afrique (à gauche) et schéma structural montrant les trois domaines qui le constituent (à droite).

3.1. Le système Kaapvaal-Limpopo : vue d'ensemble

Le bloc archéen représenté par le craton du Kaapvaal constitue l'une des plus anciennes portions de croûte continentale sur Terre, sa formation ayant débuté vers 3600 Ma. A cette ancienneté, uniquement surpassée par les terrains de la région d'Isua au Groenland (~3800 Ma), les gneiss d'Acasta (~4000 Ma) et potentiellement, la ceinture de Nuvvuagittuq au Canada (~4200 Ma ?), s'ajoutent une excellente préservation, une vaste surface d'affleurement et un enregistrement géologique de plus d'un milliard et demi d'années. En effet, si la structuration du craton du Kaapvaal était globalement terminée autour de ~2700 Ma, le développement de la ceinture du Limpopo a pris le relais à la fin de l'Archéen et jusqu'au Paléoprotérozoïque (~2000 Ma). Ces avantages font du craton du Kaapvaal et de la ceinture du Limpopo des objets de choix pour étudier les mécanismes géologiques archéens et les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque.

3.1.1. Extension latérale et verticale

L'extension géographique du craton du Kaapvaal a été définie sur la base d'études géophysiques et notamment aéromagnétiques (carte publiée par le *South Africa Development Community*). Le craton occupe ainsi une surface d'environ 10^6 km², représentant le soubassement de tout le nord-est de l'Afrique du Sud et d'une partie du Botswana (Figure 3.1). Il est flanqué de plusieurs ceintures orogéniques (« *mobile belts* ») qui se sont développées au niveau de ses marges et dont fait partie la ceinture du Limpopo, au Nord. Les autres ceintures sont d'âge méso- à néoprotérozoïque : il s'agit notamment des ceintures du Kalahari, à l'Ouest, et de celle du Namaqua-Natal, au Sud.

Les terrains d'âge archéen affleurent sur une surface relativement faible au regard de l'extension géographique globale du craton du Kaapvaal, couvrant moins de 20% de celle-ci (Figure 3.2) : le reste est recouvert par des successions sédimentaires plus récentes (les supergroupes du Transvaal, d'âge principalement paléoprotérozoïque, et du Karoo, mis en place au Phanérozoïque). L'essentiel de l'affleurement archéen est concentré dans une bande de 100 à 200 km de large et s'étalant sur ~500 km de long parallèlement à la frontière entre l'Afrique du Sud et le Mozambique (Figure 3.2).

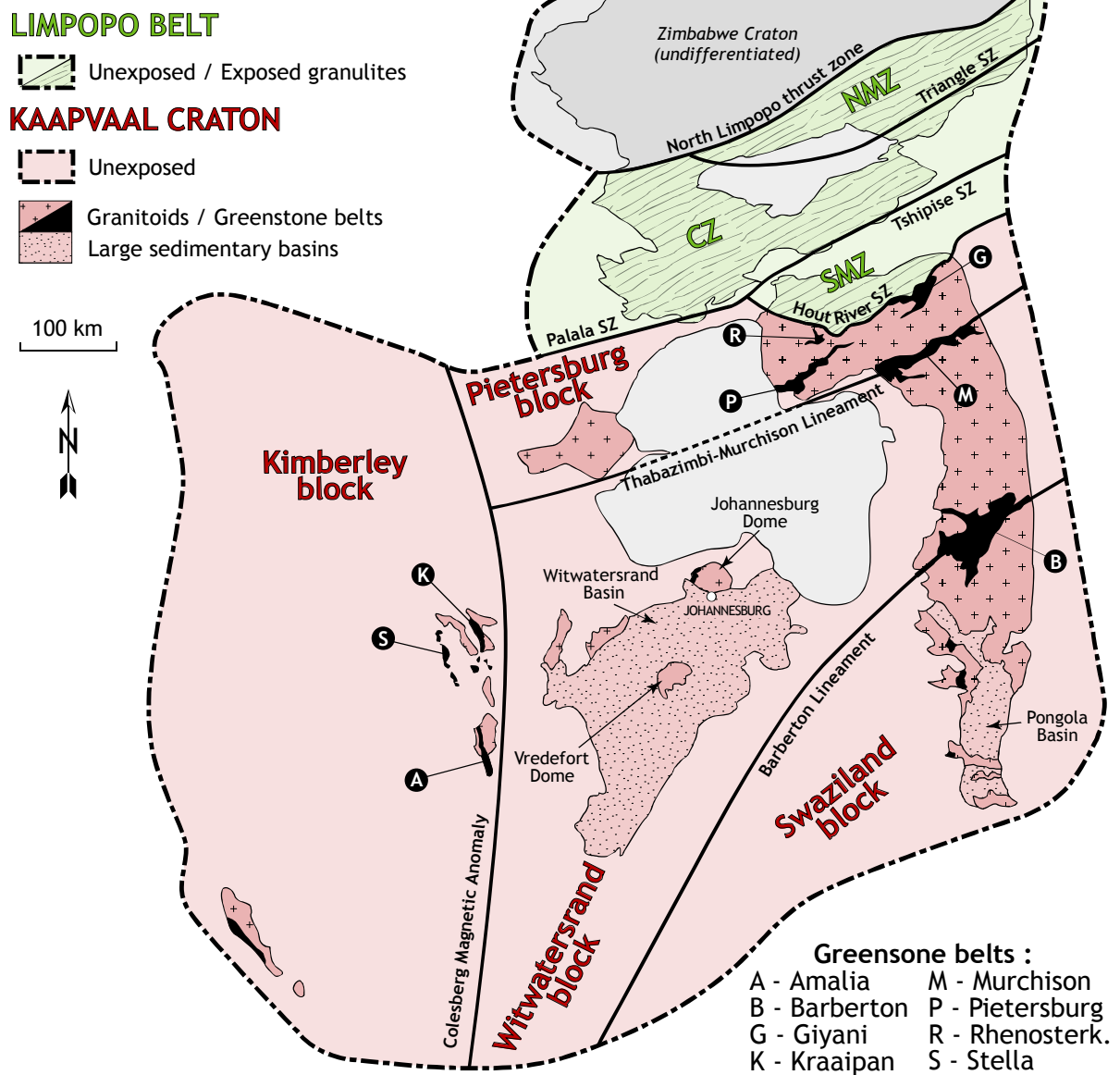


FIGURE 3.2 : Carte géologique simplifiée du craton du Kaapvaal et de la ceinture du Limpopo, montrant l'extension spatiale des terrains archéens, les surfaces affleurantes ainsi que les différents domaines structuraux. Modifié d'après Poujol et al. (2003) ; Robb et al. (2006) et van Reenen et al. (2008).

La ceinture du Limpopo représente, quant à elle, environ 10000 km² de terrains exposés et sépare le craton du Kaapvaal, au Sud, de son homologue du Zimbabwe, au Nord. Son âge est encore matière à controverse (voir Sections 3.1.3 et 3.4) ; en effet, les données géochronologiques s'étalent entre la fin de l'Archéen (~2700 Ma) et le Paléoprotérozoïque (~2000 Ma). Géographiquement, elle s'étale sur plus de 500 km dans une direction ENE–WSW, à cheval entre le Botswana, le Zimbabwe et l'Afrique du Sud. Ses limites avec les deux cratons, au Nord et au Sud, sont assez bien exposées, alors que son extension orientale et

occidentale est masquée par les séquences sédimentaires mésoprotérozoïques (Waterberg, Soutpansberg) et phanérozoïques (Karoo).

Les études sismiques de la lithosphère au niveau de l'Afrique australe ont mis en évidence que la croûte, au niveau du craton du Kaapvaal, était épaisse de 33 à 40 km en moyenne (Nguuri *et al.*, 2001 ; Figure 3.3a). Localement, la profondeur du Moho peut atteindre 45 km, notamment à l'aplomb du complexe ultramafique du Bushveld (~2050 Ma), ce qui traduirait la présence, à l'interface entre la croûte et le manteau, de corps magmatiques intrusifs associés à celui-ci (Cawthorn & Webb, 2001). Localement, la structure de la croûte est assez particulière, caractérisée notamment par l'absence d'une couche inférieure mafique et par un Moho particulièrement bien marqué, ce qui traduirait un remaniement important de l'ensemble de la croûte consécutivement à sa formation (Niu & James, 2002). Néanmoins, cette conclusion est tirée de l'étude d'une surface relativement restreinte (~2500 km²) par rapport à l'ensemble du craton du Kaapvaal et, de ce fait, n'est peut-être pas généralisable à son ensemble. Quoiqu'il en soit, la croûte continentale au niveau du craton est, d'un point de vue global, moins épaisse que celle de la ceinture du Limpopo, où la profondeur du Moho varie entre 35 et 53 km. En particulier, cette épaisseur est maximale au niveau de la Zone Centrale (voir section 3.1.2).

D'autre part, si la croûte caractérisant les deux domaines présente une structure et une épaisseur variables, le manteau lithosphérique sous le craton du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo est assez typique des racines cratoniques (Figure 3.3b et 3.3c). Il est caractérisé par des vitesses d'ondes P et S élevées, traduisant la présence d'un manteau très réfractaire. La limite inférieure de cette racine lithosphérique est située entre 250 et 300 km de profondeur (James *et al.*, 2001 ; Fouch *et al.*, 2004). L'extension spatiale de cette anomalie coïncide extrêmement bien avec les contours du craton du Kalahari tout entier, si ce n'est, là encore, au niveau du complexe du Bushveld, caractérisé par des vitesses d'ondes moins élevées. Les conditions *P-T* d'équilibration de xénolithes de péridotite ramenées par les kimberlites sud-africaines, ainsi que la présence de diamants dans ceux-ci, confirment l'existence d'une racine cratonique de plus de 250 km de profondeur (Griffin *et al.*, 2003 ; Richardson *et al.*, 2004 ; Shirey *et al.*, 2004).

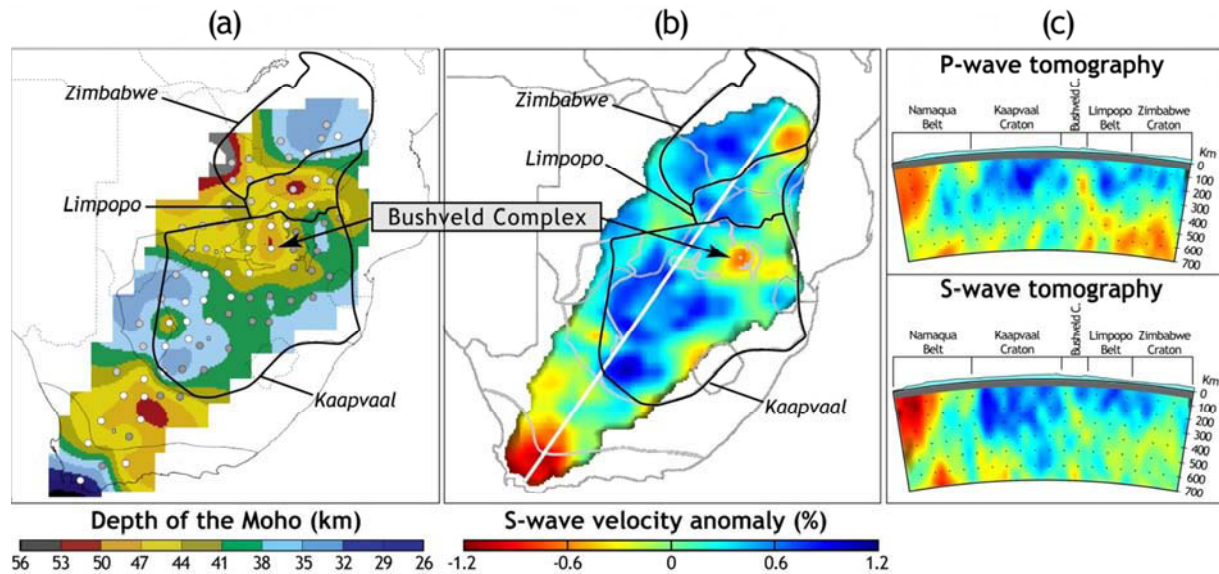


FIGURE 3.3 : Structure de la lithosphère sous le craton du Kalahari, d'après les études géophysiques. (a) Carte de la profondeur du Moho (modifiée d'après Nguuri et al., 2001) ; (b) Carte des anomalies de vitesses des ondes S (modifiée d'après Fouch et al., 2004) ; (c) coupes tomographiques correspondantes dans le manteau supérieur, à partir des anomalies de vitesses d'ondes S et P (modifiées d'après Fouch et al., 2004). Les racines lithosphériques du craton sont particulièrement bien visibles.

3.1.2. Architecture

La croûte archéenne du craton du Kaapvaal est découpée en provinces structuralement et chronologiquement bien distinctes (Figure 3.2). D'après la nomenclature définie par Eglington & Armstrong (2004), ces provinces sont au nombre de quatre, séparées par trois grandes structures linéaires d'échelle crustale :

- L'anomalie magnétique de Colesburg découpe globalement le craton en deux parties, de surface à peu près équivalente, selon une direction N-S. A l'ouest, le **bloc de Kimberley** possède une géométrie clairement différente de ses homologues orientaux. En effet, les structures y sont globalement orientées parallèlement à l'anomalie de Colesburg, alors qu'à l'Est de celle-ci, elles sont alignées dans une direction perpendiculaire (ENE-WSW). Ce bloc, bien que particulièrement vaste (il couvre près de la moitié de la surface totale du craton), est très peu représenté à l'affleurement : seuls des lambeaux de ceintures de roches vertes (ceintures d'Amalia, Stella et Kraaipan, notamment), associées à quelques affleurements de granitoïdes d'extension très réduite (quelques centaines de km², tout au plus), en constituent les témoins. C'est également au sein de ce bloc que les cheminées kimberlitiques (et donc, les informations sur le manteau cratonique) sont les plus nombreuses.

Les deux autres linéaments subdivisent la partie orientale du craton en trois autres domaines :

- Le linéament Thabazimbi–Murchison ou TML (pour *Thabazimbi–Murchison Lineament*), structure majeure d'échelle crustale, orientée ENE–WSW et réactivée à de nombreuses reprises après 2500 Ma. Son fonctionnement a ainsi accommodé la mise en place des bassins sédimentaires post-archéens, de même que celle du complexe du Bushveld (Good & de Wit, 1997). Le TML sépare le **bloc de Pietersburg**, au Nord, du reste de la partie orientale du craton. Ce bloc se distingue notamment par des âges nettement plus jeunes que ceux des domaines situés au Sud du TML. Il affleure particulièrement bien dans la région de Polokwane, où des gneiss et granitoïdes intrusifs côtoient les ceintures de roches vertes de Murchison, Pietersburg³, Giyani et Rhenosterkoppies. Le bloc de Pietersburg est délimité, au Nord, par la zone de cisaillement de Hout River, qui marque la limite avec la ceinture du Limpopo ;

- Le linéament de Barberton, qui correspond en fait à la prolongation spéculative de la structure d'Inyoka-Inyoni qui sépare en deux la ceinture de roches vertes de Barberton, près de la marge orientale du craton (de Wit *et al.*, 1992 ; Poujol *et al.*, 2003). Cette structure est à peu près parallèle au TML et subdivise le domaine situé au Sud de ce dernier en deux sous-ensembles : le **bloc du Witwatersrand**, au Nord, et le **bloc du Swaziland**, au Sud. Ce dernier comprend le noyau archéen le plus ancien du craton du Kaapvaal : l'*Ancient Gneiss Complex* du Swaziland et une grande partie de la ceinture de Barberton, structurés entre 3700 et 3100 Ma. Le bloc du Witwatersrand affleure principalement sous forme de granitoïdes localisés entre le TML et la ceinture de Barberton, mais également plus à l'Ouest au niveau des dômes de Johannesburg et de la structure d'impact météoritique de Vredefort. Enfin, il comprend l'essentiel des affleurements du bassin sédimentaire du Witwatersrand.

La ceinture du Limpopo se distingue du craton du Kaapvaal de par la nature de ses terrains, ainsi que des structures et du métamorphisme qui les affectent (ces différences sont détaillées dans la Section 3.4). Schématiquement, la ceinture du Limpopo peut être subdivisée en trois zones différentes (Figure 3.2), séparées par de grands couloirs de cisaillement (Mason, 1973)

³ Ancien nom de la ville de Polokwane.

et allongées parallèlement à la direction globale de la ceinture, c'est-à-dire selon une orientation ENE–WSW :

- La **Zone Marginale Nord** (NMZ pour *Northern Marginal Zone*) et la **Zone Marginale Sud** (SMZ pour *Southern Marginal Zone*) sont respectivement au contact des cratons du Zimbabwe et du Kaapvaal, et séparés de ceux-ci par les zones de cisaillement d'Umlali et de Hout River. Il s'agit, dans les deux cas, de structures à mouvement inverse, dont le pendage est orienté vers l'intérieur de la ceinture et accommodant le chevauchement des zones marginales par-dessus leur craton respectif. Même si elles font partie intégrante de la ceinture du Limpopo dans sa définition originale, les roches des Zones Marginales sont désormais reconnues comme étant les équivalents, métamorphisés dans les conditions du faciès granulites, de celles du craton auquel elles sont adjacentes (voir la discussion dans la Section 3.3).

- La **Zone Centrale** (CZ pour *Central Zone*) est, quant à elle, située entre les deux Zones Marginales desquelles elle est séparée par les zones de cisaillement de Triangle, au Nord, et de Palala-Tshipise, au Sud. A l'inverse des zones marginales, caractérisées par un seul épisode métamorphique en faciès granulite, les roches de la zone centrale sont polymétamorphiques et, qui plus est, présentent des structures beaucoup plus complexes. La Zone Centrale représente l'essentiel de la surface affleurante de la ceinture du Limpopo. D'ailleurs, au niveau de la moitié occidentale de cette dernière (au Botswana), la Zone Marginale Sud est absente, et la distinction entre la Zone Centrale et la Zone Marginale Nord est extrêmement floue (Kramers *et al.*, 2006).

3.1.3. Structuration

L'évolution géologique du système Kaapvaal–Limpopo peut être synthétisée en trois grands épisodes successifs (d'après les synthèses publiées par de Wit *et al.*, 1992 ; Roering *et al.*, 1992 ; Poujol *et al.*, 2003 et Zeh *et al.*, 2009) :

- (1) **Entre ~3700 et ~3100 Ma** : cette période correspond à la formation et la stabilisation d'un noyau de croûte continentale dont les témoins sont exposés dans la région de Barberton, en particulier.
- (2) **Entre ~3100 et ~2650 Ma** : à l'issue de la phase de croissance et de stabilisation crustale, une période de sédimentation intracratonique a débuté vers ~3100 Ma (mise en place

des bassins de Dominion, de Pongola et du Witwatersrand). Cette phase est synchrone de l'accrétion de petits fragments de croûte aux marges Nord et Ouest du craton.

- (2) **Entre ~2650 et ~2000 Ma** : vers ~2700 Ma, l'essentiel du bloc du Kaapvaal était déjà présent et stabilisé, et sa collision avec celui du Zimbabwe, plus au Nord, a permis le développement de la ceinture du Limpopo au cours de ce qui ressemble à une orogénèse « himalayenne » moderne (chaîne de collision continentale).

Les descriptions des sections suivantes présentent, dans l'ordre chronologique, les terrains archéens d'Afrique du Sud les plus représentatifs de ces trois épisodes successifs : (1) le noyau paléoarchéen de la région de Barberton (Section 3.2) ; (2) le bloc de Pietersburg, à la marge nord du craton (Section 3.3) et (3) la Ceinture du Limpopo (Section 3.4).

3.2. Le noyau paléoarchéen de la région de Barberton

Cette section vise à décrire les terrains archéens situés au sud du TML, qui sont de loin les mieux étudiés au sein du craton du Kaapvaal. Dans la nomenclature proposée par Eglington & Armstrong (2004), ces terrains appartiennent aux blocs du Swaziland et du Witwatersrand (voir Section 3.1.2), et dans celle adoptée par Zeh *et al.* (2009), aux deux domaines nommés « *Barberton North* » et « *Barberton South* ».

3.2.1. Les granitoïdes

Les granitoïdes affleurant de part et d'autre de la ceinture de roches vertes de Barberton présentent une exceptionnelle diversité en termes d'âge, de nature et de composition chimique (Figure 3.4). Ils sont présentés ici par ordre chronologique de mise en place.

- Les plus vieux matériaux du craton du Kaapvaal sont représentés par des gneiss rubanés, affleurant surtout au Swaziland. Il s'agit des gneiss de Ngwane, de Tsawela et de Mhlatuzane, regroupés collectivement sous le terme de « **Ancient Gneiss Complex** » (AGC). Péetrographiquement, ils consistent en des tonalites et des trondhjémites, associées à des amphibolites, ayant subi plusieurs phases de déformation et de métamorphisme (Hunter *et al.*, 1978). L'échantillon ayant livré l'âge de cristallisation le plus ancien (âge U–Pb SHRIMP) est une tonalite déformée, datée à 3644 ± 4 Ma (Compston & Kröner, 1988). Les autres âges de mise en place obtenus sur les gneiss de l'AGC sont un plus récents, s'étalant dans une large

gamme entre 3575 et 3250 Ma (Kröner *et al.*, 1989 ; Kröner & Tegtmeier, 1994 ; Zeh *et al.*, 2009). D'autres témoins de l'existence de croûte très ancienne sont enregistrés par les gneiss de l'AGC sous la forme de zircons hérités datés à ~3700 Ma (Kröner & Tegtmeier, 1994 ; Kröner *et al.*, 1996) et d'âges modèles Nd compris entre 3700 et 4000 Ma (Compston & Kröner, 1988).

- Sur tout le pourtour de la ceinture de roches vertes de Barberton, se trouvent de nombreux **plutons de TTG** dont la mise en place est clairement associée au développement de celle-ci. Ces plutons se sont mis en place au cours de trois phases successives :

(1) La première phase (3540–3510 Ma) est représentée par le développement du « pluton » de Steynsdorp, qui affleure à la bordure Sud-ouest de la ceinture de Barberton et qui ressemble beaucoup aux orthogneiss de l'AGC, dans la mesure où il présente une déformation très prononcée (Kisters & Anhaeusser, 1995). Il s'agit d'un ensemble composite, avec des âges s'étalant entre 3538 ± 9 Ma et 3490 ± 4 Ma (Kröner *et al.*, 1996) ; au regard de ceux-ci, le pluton de Steynsdorp pourrait représenter un fragment de l'AGC.

(2) Les plutons de Stolzburg, Theespruit et Doornhoek, qui sont eux aussi intrusifs à la marge Sud-ouest de la ceinture de roches vertes, font partie de la seconde phase. Ils sont eux aussi affectés par la déformation (Kisters & Anhaeusser, 1995) et fournissent des âges U–Pb identiques, aux erreurs près, compris entre 3440 et 3450 Ma (Kamo & Davis, 1994 ; Armstrong *et al.*, 1990 ; Kröner *et al.*, 1991 ; Dziggel *et al.*, 2002).

(3) La troisième et dernière phase (3250–3210 Ma) consiste en l'intrusion des plutons de Stentor, Nelshoogte et Kaap Valley. Contrairement aux précédents, ils affleurent plutôt sur la marge nord de la ceinture de Barberton et sont moins déformés, si ce n'est aux marges des intrusions. Le mieux daté de ces plutons est celui de Kaap Valley, mis en place entre 3220 et 3230 Ma (Armstrong *et al.*, 1990 ; Layer *et al.*, 1992 ; Kamo & Davis, 1994). Le pluton de Stentor est légèrement plus vieux (~3250 Ma) et les autres un peu plus jeunes (3210–3220 Ma) (Kamo & Davis, 1994). Il faut noter que le petit pluton de Dalmein, qui affleure plutôt au Sud de la ceinture (entre ceux de Steynsdorp et de Stolzburg), est contemporain de ce magmatisme (3215 ± 2 Ma ; Kamo & Davis, 1994), mais ne peut pas être rattaché à la série TTG puisqu'il s'agit d'une intrusion monzonitique à monzogranitique, donc beaucoup plus potassique. Son origine est néanmoins mal comprise.

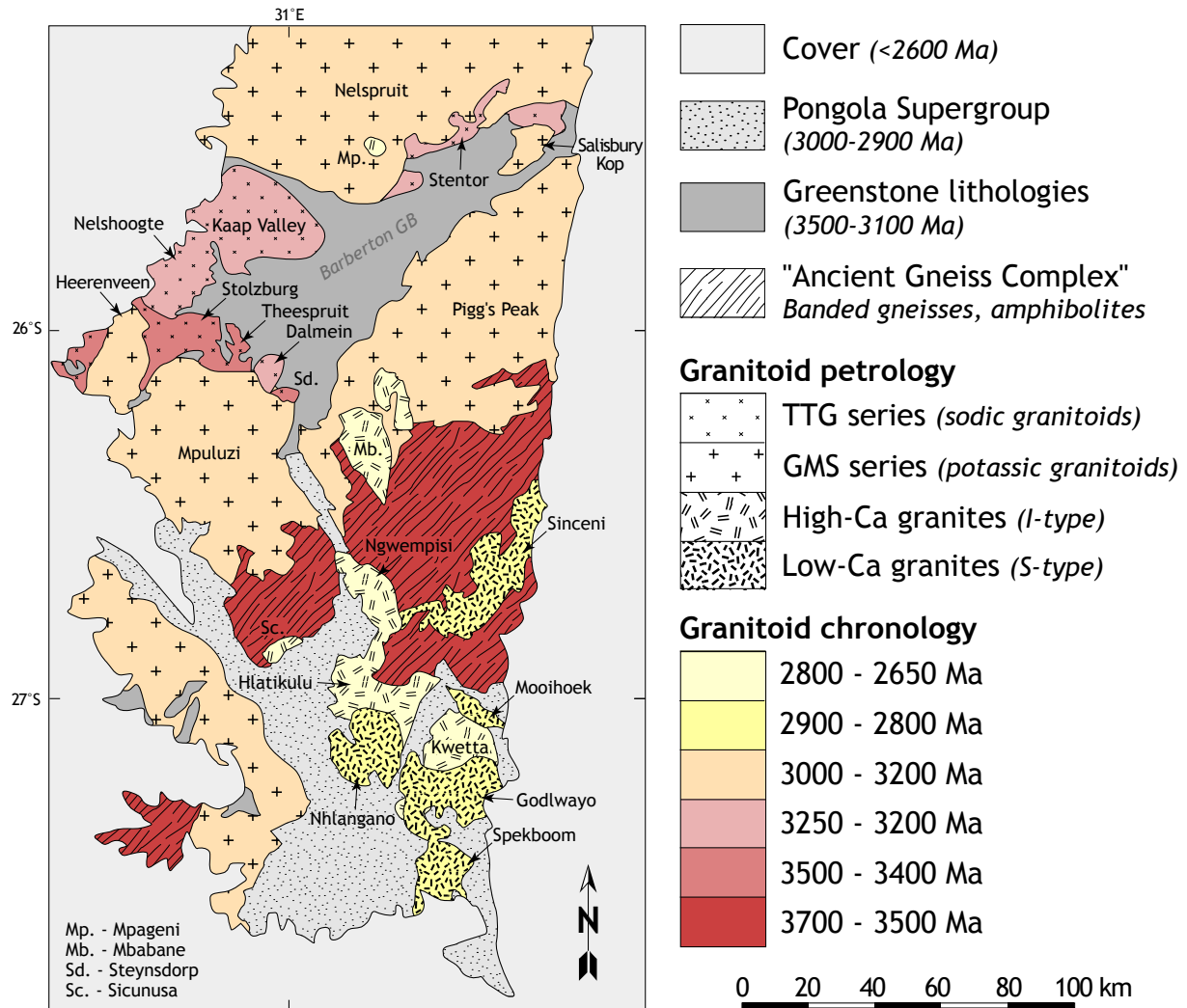


FIGURE 3.4 : Nature et âge des granitoïdes au Sud-est du craton du Kaapvaal, dans la région de la ceinture de roches vertes de Barberton. D'après Robb et al. (2006).

D'une façon générale, tous ces granitoïdes appartiennent à la série TTG, avec des rapports $K_2O/Na_2O < 1$. Toutefois, les plutons de la première phase sont principalement des trondhjémites dont la composition est compatible avec la fusion de matériel mafique à haute pression (> 2.5 GPa), alors que ceux de la seconde phase sont surtout des tonalites formées à plus faible profondeur (Anhaeusser & Robb, 1983 ; Yearron, 2003 ; Robb *et al.*, 2006).

- Une période de magmatisme très importante a eu lieu entre 3100 et 3050 Ma. A cette époque, se sont mis en place les vastes batholites de **la suite** **GMS** (pour Granite–Monzogranite–Syénite ; Robb *et al.*, 2006) tout autour de la ceinture de roches vertes, représentant la majorité de la surface d'affleurement dans la région de Barberton. Il s'agit des massifs de Nelspruit, Salisbury Kop, Heerenveen, Mpuluzi et Pigg's Peak, au sein desquels la phase principale est souvent un monzogranite porphyroïde. Ils sont nettement plus potassiques

que les TTG, et certaines phases sont même des syénogranites et des syénites, tel que le petit massif de Boesmanskop. Leur mise en place a eu lieu majoritairement autour de ~3105 Ma (Kamo *et al.*, 1990 ; Kamo & Davis, 1994), mis à part pour le batholithe de Pigg's Peak qui, lui, est un peu plus récent (3074 ± 4 Ma ; Maphalala & Kröner, 1993). L'origine des granitoïdes de la suite GMS est mal contrainte, mais il est probable qu'ils dérivent de la fusion des TTG environnantes (Robb *et al.*, 2006), ce que semble confirmer leur signature isotopique en Hf (Zeh *et al.*, 2009).

- Après une période de quiescence de plus de 200 Ma, au cours de laquelle se développe le supergroupe de Pongola (séquence volcano-sédimentaire, globalement mise en place entre 3000 et 2900 Ma ; Gold, 2006), de nombreux granitoïdes se mettent en place, formant de petits plutons (<25 km de diamètre) bien circonscrits s'étalant sur plus de 200 km le long d'un axe Nord-Sud. Ils appartiennent à deux suites distinctes (Meyer *et al.*, 1994) :

(1) Des **low-Ca granites**, peralumineux (de « type S »), minéralisés (Sn notamment) et mis en place entre 2870 et 2820 Ma (Maphalala & Kröner, 1993) : les plutons de Sinceni, Godlwayo, Mooihoek, Mhlosheni et Spekboom. Il s'agit de leucogranites à biotite, occasionnellement associés à des faciès à deux micas, voire à tourmaline.

(1) Des **high-Ca granites**, métalumineux (de « type I »), légèrement plus jeunes puisque intrusifs entre 2755 et 2690 Ma (Maphalala & Kröner, 1993) : les plutons de Mpageni, Nzimane, Sicunusa, Kwetta, Ngwempisi, Hlatikulu et Mbabane. Par opposition aux précédents, ceux-ci sont constitués de granodiorites et de monzogranites plus ou moins porphyroïdes, à biotite et hornblende.

3.2.2. La ceinture de roches vertes de Barberton

La séquence supracrustale archéenne de la ceinture de Barberton est l'une des mieux préservées, et, par conséquent, l'une des mieux étudiées au monde. Cette suite volcano-sédimentaire s'est mise en place entre ~3550 et ~3200 Ma ; elle présente un intérêt économique (minéralisations aurifères) et un enjeu scientifique majeur, que ce soit pour comprendre l'environnement géodynamique de la Terre archéenne ou l'origine de la vie (Brandl *et al.*, 2006). La ceinture de roches vertes affleure sur ~120 km de long et 20 à 50 km de large au sud-est de Nelspruit, à cheval sur la frontière entre l'Afrique du Sud et le

Swaziland. D'après les études géophysiques, la profondeur maximale de la ceinture n'excède pas 8 km (de Beer *et al.*, 1988).

Du point de vue lithostratigraphique, l'ensemble de la succession (le surpergroupe de Barberton) est divisé en trois groupes qui sont, par ordre chronologique de la base vers le sommet, les groupes d'Onverwacht, de Fig Tree et de Moodies (Figure 3.5). Dans le détail, la stratigraphie est très complexe et change d'un endroit à l'autre. En particulier, les successions sont assez différentes de part et d'autre d'une grande structure qui divise la ceinture en deux parties : la faille d'Inyoka (Figure 3.5), correspondant à un accident majeur à l'échelle cratonique (de Wit *et al.*, 1992). Par souci de simplicité, ces subtilités ne seront pas considérées ici, et seule une description générique de la stratigraphie du supergroupe de Barberton sera fournie. Cette description se base des synthèses détaillées de Lowe (1994), Lowe & Byerly (1999), Hofmann *et al.* (2004) et Brandl *et al.* (2006) :

- Le **groupe d'Onverwacht** est un ensemble de roches volcaniques essentiellement mafiques à ultramafiques dont l'épaisseur cumulée peut dépasser 10 km (Lowe *et al.*, 1985). Il peut être schématiquement subdivisé en deux groupes : une partie basale surtout constituée de komatiites (les formations de Sandspruit, Theespruit et Komati), et une partie sommitale consistant en des basaltes tholéiitiques interstratifiés avec des laves felsiques et des dépôts pyroclastiques (les formations de Hooggenoeg, Kromberg et Mendon). Ces lithologies sont occasionnellement associées à des cherts, de rares niveaux de sédiments détritiques et des intrusions mafiques ou ultramafiques rubanées. Certains de ces cherts (notamment celui de Buck Reef, au sommet de la formation d'Hooggenoeg) contiennent des traces bactériomorphes qui, s'il s'avère qu'elles représentent réellement de traces de vie bactérienne, seraient parmi les plus anciennes preuves de l'existence de la vie sur Terre (Westall *et al.*, 2001). Chronologiquement, la durée de mise en place du groupe d'Onverwacht représente une très large partie de celle de la ceinture elle-même, puisque l'âge de ces formations est compris entre 3550 et 3290 Ma. Le groupe d'Onverwacht a été interprété comme représentant un fragment de croûte océanique : l'épanchement des laves était vraisemblablement subaquatique (présence de laves en coussins), dans un environnement extensif et associé à un hydrothermalisme très actif (présence de cherts ; altération des laves), rappelant un contexte de dorsale médio-océanique (de Wit *et al.*, 1987).

• Le **groupe de Fig Tree** recouvre le groupe d'Onverwacht en apparente discordance (Lowe & Byerly, 1999). Il affleure beaucoup moins bien que celui-ci, et la stratigraphie y est beaucoup plus confuse ; les formations qui le constituent sont d'ailleurs différentes de part et d'autre de la faille d'Inyoka. Toutefois, il s'agit dans tous les cas d'une unité de roches siliciclastiques (grauwackes, argilites) associées à des laves acides calco-alcalines et à des BIFs. Cette association de roches volcaniques et détritiques ressemble assez à ce qu'on peut trouver aujourd'hui dans des contextes d'avant- ou arrière-arc (de Ronde & de Wit, 1994 ; Cloete, 1999). L'âge du groupe de Fig Tree est assez mal contraint, mais serait compris entre 3290 et 3220 Ma.

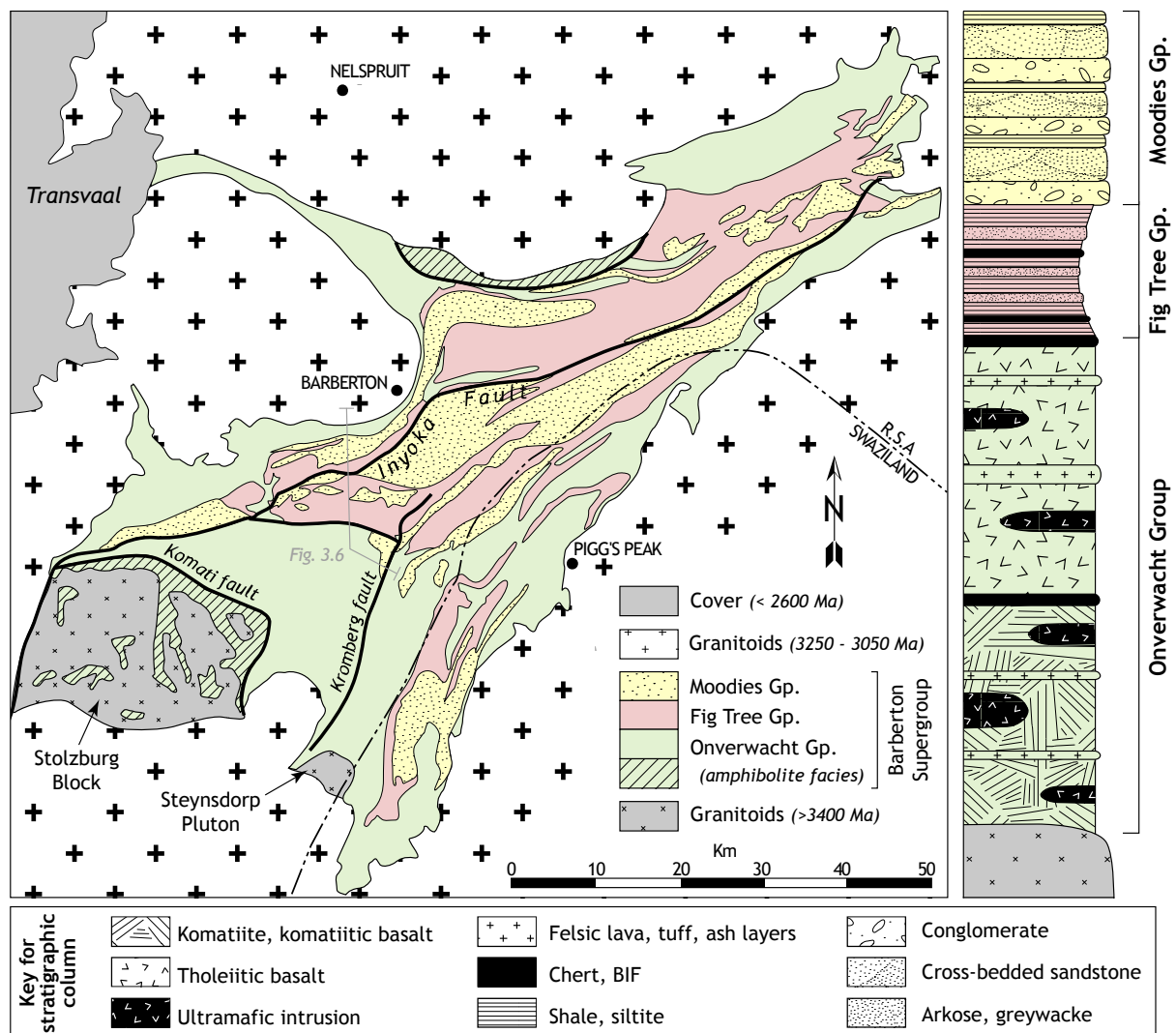


FIGURE 3.5 : Carte géologique et log stratigraphique schématisé de la ceinture de roches vertes de Barberton (d'après Brandl et al., 2006). La ligne en grisé correspond à la position de la coupe de la Figure 3.6.

- Le **groupe de Moodies** constitue l'unité stratigraphique supérieure, recouvrant en discordance les dépôts du groupe de Fig Tree. Il est constitué presque exclusivement de roches détritiques acides (grès et conglomérats) qui forment la majorité des reliefs de la région. Il s'agit de roches détritiques matures, imposant un transport important et dénotant probablement la destruction de reliefs assez élevés. Le groupe de Moodies est constitué de trois formations (Clutha, Joe's Luck et Bavianskop) qui consistent chacune en une séquence granoclassée présentant des conglomérats grossiers à la base, puis des grès et enfin, des siltites et des shales au sommet. La présence fréquente de fentes de dessiccation, de rides de courant et de témoins de cycles tidaux plaide en faveur d'un environnement de dépôt littoral peu profond, de type fluvio-deltaïque, alimenté par des sédiments matures (Heubeck & Lowe, 1994). L'âge de ces dépôts seraient compris entre ceux des TTG de Kaap Valley, datés à ~3225 Ma, et des granites potassiques de Salisbury Kop (~3110 Ma), lesquels sont intrusifs dans les sédiments du groupe de Moodies.

3.2.3. Structures et métamorphisme

Les structures et le métamorphisme observés dans la région de Barberton sont associés à la succession de trois épisodes tectono-métamorphiques distincts, dont l'âge est assez bien corrélé aux différentes phases de plutonisme décrites dans la Section 3.2.1 :

- (1) Les TTG les plus anciennes (3700–3500 Ma) montrent systématiquement une fabrique planaire subverticale, voire mylonitique, ainsi qu'un rubanement, parallèle à celle-ci, qui correspondent vraisemblablement au premier épisode de déformation (D_0) enregistré dans la région de Barberton (Hunter *et al.*, 1978 ; Kisters & Anhaeusser, 1995 ; Kisters *et al.*, 2003). Il est très difficile de dater cet événement, car les structures ont souvent été oblitérées par les épisodes suivants (en particulier, celui survenu entre 3290 et 3200 Ma). Il est d'ailleurs possible, étant donné la complexité de la déformation dans les unités les plus anciennes (pluton de Steynsdorp, gneiss de l'AGC) par rapport aux TTG les plus jeunes (bloc de Steynsdorp à ~3450 Ma), qu'il corresponde en fait à deux épisodes de déformation successifs (ou davantage). Le plus jeune d'entre eux serait associé à des chevauchements (D_1) ayant accommodé le transport du groupe d'Onverwacht par-dessus les TTG plus anciennes. Quoiqu'il en soit, vu l'âge des plutons qu'ils affectent, ce ou ces épisodes ont forcément eu lieu entre ~3400 et ~3550 Ma.

• (2) La majorité des structures et du métamorphisme qui affectent la région de Barberton sont datés entre 3300 et 3200 Ma. Au niveau des unités supracrustales de la ceinture de roches vertes, la déformation s'exprime sous forme de failles subverticales (dont la faille d'Inyoka) et de plis isoclinaux (D_2) qui découpent la ceinture en panneaux intensément déformés (Tomkinson & King, 1991 ; Lowe, 1994 ; de Ronde & de Wit, 1994 ; Figure 3.6). Toutes ces structures (failles et axes de plis) sont orientées NE–SW, c'est-à-dire parallèlement à l'allongement de la ceinture. Les TTG de Nelshoogte, Kaap Valley et Stentor (3250–3220 Ma) sont contemporains de l'épisode de déformation D_2 (Kamo & Davis, 1994). Leur mise en place est probablement diapirique et syntectonique, ce qui a entraîné le développement d'une foliation concentrique en dôme (Belcher *et al.*, 2005). Dans les gneiss plus anciens, l'expression principale de cet épisode de déformation correspond, à l'échelle de l'affleurement, au développement d'une linéation subverticale (Kisters *et al.*, 2003) et, au niveau cartographique, de la zone de cisaillement d'Inyoni qui n'est en fait que le prolongement de la faille d'Inyoka dans la croûte profonde (Moyen *et al.*, 2006). Par ailleurs, le métamorphisme dans la ceinture de Barberton (M_1) est également synchrone de l'épisode D_2 .

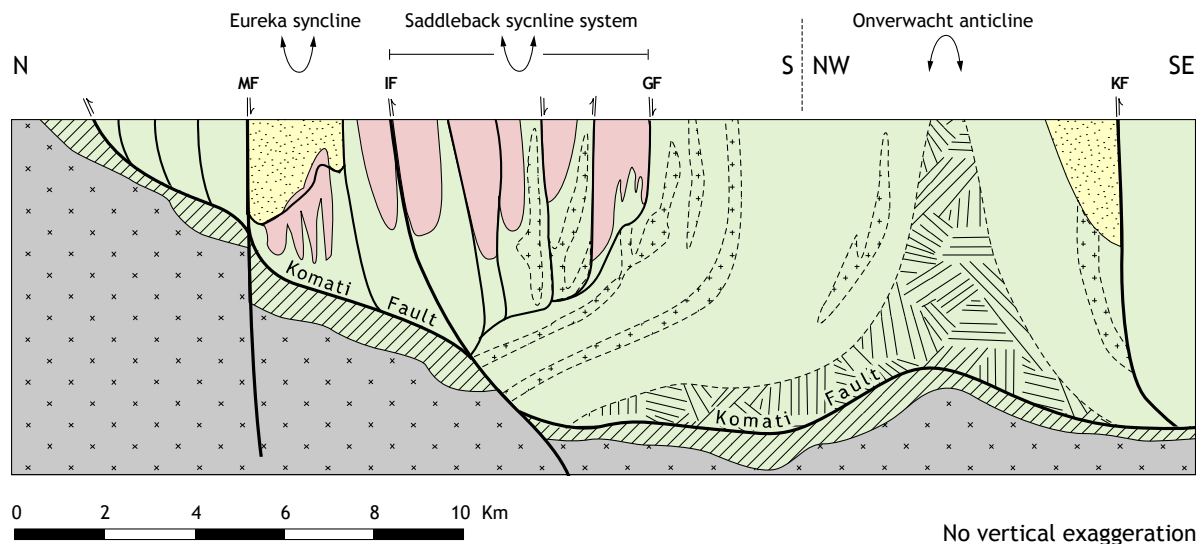


FIGURE 3.6 : Structure de la ceinture de roches vertes de Barberton, selon une direction globalement Nord–Sud, montrant la succession de synclinaux faillés et l’anticlinal d’Onverwacht (modifié d’après Lowe *et al.*, 1999). La faille de la Komati correspond à l’évènement de déformation D_1 , alors que les autres sont, associées à l’évènement D_2 (MF – Moodies fault ; IF – Inyoka fault ; GF – Granville Grove fault ; KF – Kromberg fault). Figurés et couleurs identiques à la Figure 3.5.

Le pic métamorphique n'a guère dépassé les conditions du faciès schistes verts (au maximum 4 kbar et 550°C ; Cloete, 1999), sauf à proximité des contacts avec les TTG, où les estimations thermobarométriques indiquent des pressions de 5 à 11 kbar pour des températures variant entre 500 et 700°C (Stevens *et al.*, 2002 ; Dziggel *et al.*, 2002, 2005 ; Diener *et al.*, 2005), ce qui correspond aux conditions du faciès amphibolite (Figure 3.7). Ces deux sous-domaines (schistes verts et amphibolite) sont séparés par des zones de faille (Komati fault ; Kisters *et al.*, 2003 et Kaap Valley fault ; Dziggel *et al.*, 2005), témoignant de la superposition tectonique de ces terrains aux conditions métamorphiques contrastées. Exceptionnellement, certaines roches de la zone de cisaillement d'Inyoni ont enregistré des conditions à la limite du faciès éclogites, autour de 13–15 kbar et ~600°C (Moyen *et al.*, 2006). L'ensemble de ces roches a ensuite été exhumées et, en général, témoignent de conditions de rétro-morphose (M₂) autour de 400–500°C et 1 à 5 kbar (Stevens *et al.*, 2002 ; Kisters *et al.*, 2003 ; Diener *et al.*, 2005).

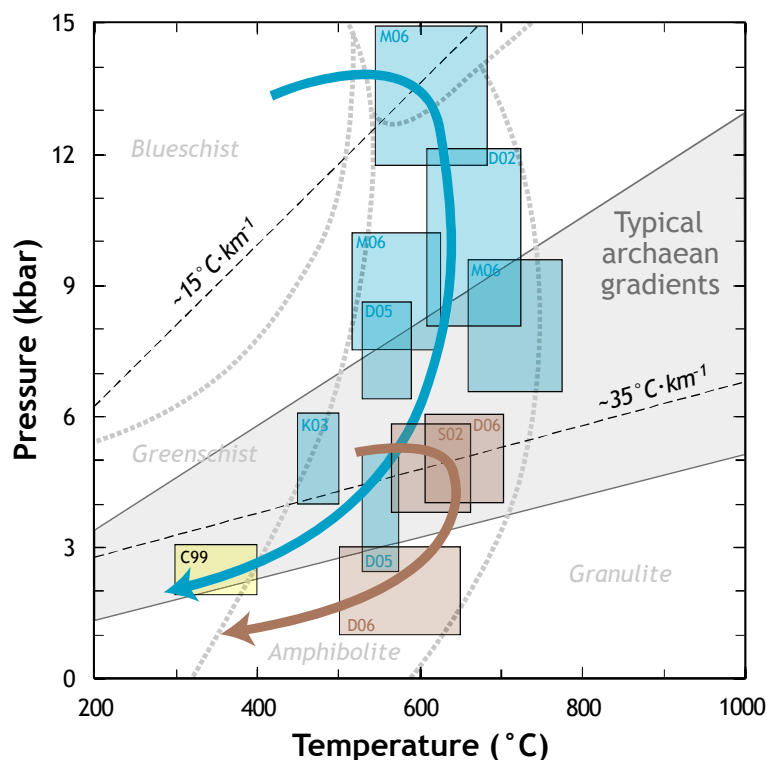


FIGURE 3.7 : Compilation des estimations pression-température obtenues dans la région de la ceinture de Barberton. En bleu : données obtenues sur le bloc au Sud-est de la faille d'Inyoka ; en brun : données obtenues au Nord-ouest de cette faille ; en jaune : données provenant du cœur de la ceinture. Source des données : C99 = Cloete, 1999 ; S02 = Stevens *et al.*, 2002 ; D02 = Dziggel *et al.*, 2002 ; K03 = Kisters *et al.*, 2003 ; D05 = Diener *et al.*, 2005 ; M06 = Moyen *et al.*, 2006 ; D06 = Dziggel *et al.*, 2006.

- (3) Les structures les plus récentes (D_3) sont des failles (dans la ceinture de roches vertes) et zones de cisaillement (dans les gneiss) subverticales à mouvement décrochant pur (senestre) ou légèrement transpressif (Tomkinson & King, 1991 ; Brandl *et al.*, 2006). Ces structures sont contemporaines de l'intrusion des grands batholites potassiques de la suite GMS (3110 à 3050 Ma) et semblent d'ailleurs avoir accommodé l'injection des magmas qui les constituent (Westraat *et al.*, 2004 ; Belcher *et al.*, 2005). Ces batholites forment des intrusions sous forme de vastes « feuillets » de quelques milliers de mètres d'épaisseur, tout au plus, et se sont mis en place dans une croûte continentale déjà bien structurée, notamment au cours de l'épisode tectono-métamorphique D_2/M_1 .

3.2.4. Évolution géologique

D'après les observations résumées dans les trois sous-sections précédentes, la croissance crustale dans la région de Barberton a commencé entre 3600 et 3400 Ma par la différenciation d'une croûte océanique mafique à ultramafique, *via* la fusion à la base d'un plateau (Lowe, 1999) et/ou des processus de subduction (Figure 3.8a). Ces processus ont ainsi donné naissance aux associations de TTG les plus anciennes (gneiss de l'AGC, pluton de Steynsdorp et bloc de Stolzburg). Tout porte à croire que les associations lithologiques du groupe d'Onverwacht (3550–3300 Ma) constituent une relique de la croûte océanique en question ; cette supposition est étayée par le fait que les TTG et les basaltes tholéiitiques du groupe d'Onverwacht présentent la même signature isotopique en Hf (Zeh *et al.*, 2009). Cependant, la nature exacte des mécanismes géodynamiques mis en jeu au cours de cette période reste assez spéculative, en raison du caractère fragmentaire de l'information portée par ces lithologies très anciennes (3600–3400 Ma), et qui ont été largement remaniées par les épisodes ultérieurs. De plus, le contexte géodynamique dans lequel les roches du groupe d'Onverwacht se sont formées est également mal contraint. Pour certains, il s'agit d'un analogue de dorsale médio-océanique (*e.g.* de Wit *et al.*, 1987) alors que, pour d'autres, il s'agirait davantage d'un témoin de la présence d'un plateau océanique (*e.g.* Cloete, 1999).

Par la suite, à partir de ~3450 Ma, cette proto-croûte différenciée a été impliquée dans un cycle de subduction-collision assez similaire à ceux qui caractérisent la tectonique des plaques moderne (Figure 3.8b–d). Moyen *et al.* (2006) ont observé que l'accident d'Inyoka-Inyoni (voir Section 3.2.3) séparait deux terrains ayant subi des conditions métamorphiques

contrastées (voir Figure 3.7) : au Nord-ouest, un secteur caractérisé par de hautes températures et basses pressions (faciès amphibolite de haute température) et, au Sud-est, des roches équilibrées à relativement haute pression et basse température (faciès amphibolite de haute pression). Cette dualité, caractéristique des contextes d'arc modernes (Brown, 2006), a conduit Moyen *et al.* (2006) à interpréter l'épisode tectono-métamorphique à 3300–3200 Ma (D_2/M_1) comme résultant d'une phase de subduction-collision (Figure 3.8c). Celle-ci expliquerait la genèse des TTG légèrement plus vieux ou synchrones de l'épisode D_2/M_1 (Stentor, Kaap Valley, Nelshoogte) dans le secteur au Nord-ouest de la faille d'Inyoka-Inyoni, c'est-à-dire à l'aplomb d'une zone de subduction à vergence nord (Kisters *et al.*, 2010). Ces matériaux présentent d'ailleurs des compositions isotopiques juvéniles qui viennent étayer cette hypothèse (Zeh *et al.*, 2009). Enfin, l'enregistrement volcano-sédimentaire au niveau de la ceinture de roches vertes est également cohérent avec cette évolution : les dépôts du groupe de Fig Tree, synchrones de D_2/M_1 , sont typiques de ceux qui caractérisent les zones de convergence modernes, alors que le groupe de Moodies (3200–3100 Ma) ressemble aux bassins molassiques tardi- à post-orogéniques (Figure 3.8d).

Ce modèle est cohérent dans les grandes lignes avec certaines hypothèses préexistantes, qui décrivent l'accident d'Inyoka-Inyoni comme une zone de suture reflétant l'amalgamation entre la région de Barberton et l'AGC au cours de l'épisode D_2/M_1 (de Wit *et al.*, 1992 ; de Ronde & de Wit, 1994 ; Cloete, 1999). Toutefois, dans ces modèles, les chevauchements accommodant la collision sont plutôt à vergence nord, alors que celui développé par Moyen *et al.* (2006) implique nécessairement des structures à vergence sud. Il est difficile de faire la part des choses, en ce qui concerne ce problème, étant donné que la plupart des structures ont été verticalisées par la suite, probablement au cours de l'exhumation et de la dernière phase de déformation (D_3) (Brandl *et al.*, 2006). De même, certaines données structurales au niveau du bloc de Stolzberg semblent également incompatibles avec le modèle de subduction (Van Kranendonk *et al.*, 2009). Ainsi, des hypothèses alternatives existent, telles que les modèles de Lowe (1994, 1999) qui proposent plutôt une accréation magmatique progressive aux marges de blocs de plus en plus jeunes du Sud vers le Nord, sans faire nécessairement appel à des processus de subduction.

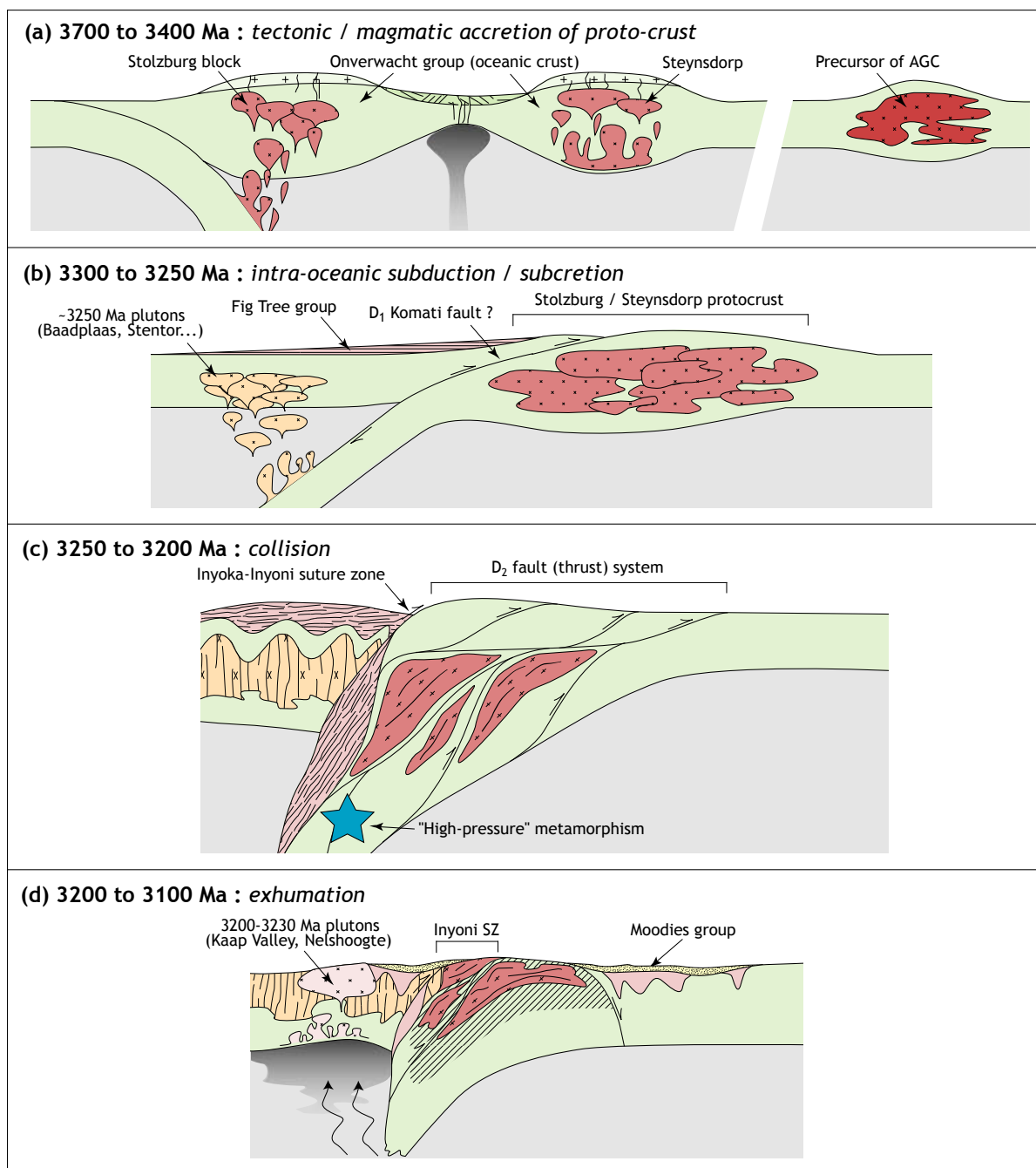


FIGURE 3.8 : Synthèse de l'évolution géologique de la région de Barberton, d'après Lowe (1999) pour la phase (a) et d'après Moyen et al. (2006) pour les phases (b) à (d). Cette histoire géologique, complétée par la mise en place des batholites potassiques autour de 3100 Ma (voir Sections 3.2.1 et 3.2.4) a permis la stabilisation d'un noyau de croûte paléoarchéenne sur lequel se sont développés les bassins intracratoniques de Pongola et du Witwatersrand.

Quel que soit le modèle géodynamique retenu pour expliquer l'évolution de la croûte continentale au niveau de la ceinture de Barberton, il apparaît que c'est au cours de cette période allant de 3300 à 3200 Ma que l'essentiel des structures actuelles ont été acquises. Postérieurement, le seul évènement géologique majeur a consisté en l'intrusion des grands

batholites potassiques de la suite GMS autour de 3100 Ma, un âge également connu dans les dômes de Johannesburg et Vredefort, plus à l'Ouest (Poujol *et al.*, 2003). Par ailleurs, ceux-ci sont contemporains de magmas granodioritiques appartenant à la série TTG, intrusifs plus au Nord, entre la ceinture de Barberton et le TML (les gneiss de Makhutswi et Klaserie à ~3110 Ma ; Brandl & Kröner, 1993), ainsi que de la tonalite de Cuning Moor (~3050 Ma, Zeh *et al.*, 2009). Les caractéristiques pétrologiques, chimiques et isotopiques de la plupart de ces magmas indiquent qu'ils sont très probablement liés au recyclage de croûte préexistante (TTG ou matériel mafique) avec une implication subordonnée d'un composant mantellique (Yearron, 2003 ; Robb *et al.*, 2006 ; Zeh *et al.*, 2009). Ainsi, ce magmatisme a vraisemblablement contribué à la différenciation, l'épaississement et la stabilisation de la croûte structurée pendant l'épisode à 3300–3200 Ma, de sorte que vers ~3100 Ma, le craton du Kaapvaal constituait déjà un noyau continental stable (de Wit *et al.*, 1992 ; Poujol *et al.*, 2003). Cette stabilité ainsi que la transition vers un régime principalement extensif a permis le développement de grands bassins intracratoniques tels que les dépôts du supergroupe du Witwatersrand et du groupe de Pongola (2950–2800 Ma) (Poujol *et al.*, 2003).

3.3. Le bloc de Pietersburg

Le bloc de Pietersburg, également nommé « *Murchison–Northern Kaapvaal* » (MNK) par Zeh *et al.* (2009), est situé structuralement entre le TML, au Sud, et la zone de cisaillement de Hout River, au Nord, laquelle marque le contact entre le craton du Kaapvaal et la ceinture du Limpopo. D'après les données géochronologiques disponibles pour ce domaine, sa structuration a principalement eu lieu entre ~3200 et ~2700 Ma (Poujol *et al.*, 2003), c'est-à-dire dans la continuité de celle du noyau paléoarchéen de la région de Barberton. Néanmoins, la majorité de ces données proviennent des ceintures de roches vertes (et en particulier celle de Murchison) et aucune étude systématique sur l'ensemble du domaine n'a encore été menée. L'objectif de l'article qui suit, soumis et accepté moyennant corrections à *Precambrian Research*, est de synthétiser la géologie et les données géochronologiques disponibles en ce qui concerne le bloc de Pietersburg, mais aussi de les préciser par de nouvelles datations sur les granitoïdes constituant la majorité de ce domaine, et ce afin de mieux comprendre son évolution à la fin de l'Archéen.

Crustal growth and evolution in the northern Kaapvaal craton inferred by LA-ICP-MS dating of zircons from Meso- and Neoarchaeal granitoids

Oscar Laurent^{1abc,*}, Jean-Louis Paquette^{1abc}, Régis Doucelance^{1abc}, Hervé Martin^{1abc}, Jean-François Moyen^{1bc,2}

^{1a}*Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France;*

^{1b}*CNRS, UMR6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

^{1c}*IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

²*Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 rue du Docteur Paul Michelon 42023 Saint-Étienne, France*

Abstract

In order to unravel the magmatic evolution of granitoid plutons and gneiss units in the northern Kaapvaal craton as well as clarify the late-Archaeal evolution of this terrane, we performed LA-ICP-MS U–Pb isotopic analyses on separated zircon grains from fifteen granitoid samples collected in the northern Transvaal (South Africa).

On the light of our age data, the so-called Duiwelskloof “batholith” cannot be considered as a continuous intrusion and likely represents a portion of the Groot Letaba gneiss unit. Indeed, it exhibits a similar age pattern compared with samples from the Goudplaats–Hout River gneiss suite. Both provide new insights on the Mesoarchaeal evolution of the Murchison–Northern Kaapvaal domain. These units are made up of tonalitic to granodioritic (TTG) gneisses as well as weakly to not deformed, equigranular biotite granites; the igneous protolith of the former intruded at ~2950 Ma, whereas the latter emplaced in two successive pulses at ~2840 Ma and ~2780 Ma. In addition, all samples record zircon inheritance in the age range 3100–3200 Ma. This indicates that the MNK terrane amalgamated and accreted on the northern margin of the older (3100–3600 Ma) Kaapvaal craton nucleus at ~2950 Ma from small crustal blocks that previously evolved separately. The large volumes of juvenile, TTG rocks emplaced at ~2950 Ma were subsequently reworked during ongoing northwest-southeast directed shortening, leading to deformation and migmatization. The biotite granites emplaced at ~2840 Ma and ~2780 Ma likely represent melts formed by recycling of these older TTG gneisses.

By contrast, the Mashashane, Matlala, Moletsi plutons and the Matok Igneous Complex are syn- to post-tectonic, metaluminous and high-K calc-alkaline plutons that emplaced within a narrow time range at ~2685 Ma. A spread of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages in the Matlala and Matok samples evidence a long-lived thermal activity in these complexes, related to continuous magmatic intrusion and/or fluid circulations. These plutons emplaced during exhumation of the Southern Marginal Zone granulites, linked with the Limpopo orogeny, and their occurrence in both low- and high-grade terranes show that this exhumation was probably a long-lasting process. In addition, they represent a significant addition of juvenile crust at the end of the Archaeal as they bear a mantle-derived component in their genesis.

Keywords: U–Pb dating, zircon, LA-ICP-MS, Kaapvaal craton, granitoids, crust evolution

3.3.1. Introduction

Located in Southern Africa, the Archaeal Kaapvaal craton is one of the oldest, well-exposed continental blocks on Earth. Schematically, its growth proceeded globally in two steps: (1) formation of a stable nucleus between ~3600 and ~3100 Ma followed by (2) tectonic accretion of more recent terranes in both northern and western margins of the craton (e.g. de Wit *et al.*, 1992; Poujol *et al.*, 2003) between ~3100 and ~2600 Ma. During the latter developed as a foreland basin the famous

Witwatersrand sequence, host of world's most abundant Au deposits (e.g. Eriksson *et al.*, 2009). The late-Archaeal to Paleoproterozoic evolution of the Kaapvaal craton is marked by its collision with the Zimbabwe craton to the north, giving rise to the high-grade Limpopo mobile belt that is assumed to be one of the oldest continent-continent orogen so far recognized on Earth (Roering *et al.*, 1992; Van Reenen *et al.*, 1987).

The architecture and geological history of the Paleoproterozoic nucleus of the craton are well constrained. Indeed, several studies

focused on the Barberton greenstone belt and associated granitoids, as well as on the Swaziland Ancient Gneiss Complex (AGC). These units are characterized by emplacement of TTG (tonalite–trondhjemitic–granodiorite) suites in three successive steps at ~3550, ~3450 and 3250–3200 Ma, coeval with the development of the Barberton greenstone belt between ~3500 and ~3200 Ma and followed by intrusion of large potassic batholiths at ~3100 Ma (e.g. Armstrong *et al.*, 1990; Kamo and Davis, 1994; Kröner *et al.*, 1991, 1996; Sanchez-Garrido *et al.*, 2011). Similarly, the nature and tectonic evolution of the Limpopo belt is relatively well known: this terrane is classically divided into three domains separated by large shear zones, namely the Northern and Southern Marginal Zones (NMZ and SMZ) as well as the Central Zone (CZ) (Fig. 1a). The latter consists in a complex, polymetamorphic terrane that underwent at least two granulite-facies peaks during the Neoarchaeon (~2650 Ma) and the Paleoproterozoic (~2000 Ma; e.g. Holzer *et al.*, 1998), whereas the Marginal Zones represent high-grade counterparts of the neighboring cratons (Zimbabwe craton for the NMZ, Kaapvaal craton for the SMZ) that were “thrust” over them at the end of the Archaeon (e.g. Durrheim *et al.*, 1992; Smit *et al.*, 1992; Kreissig *et al.*, 2000).

By contrast, the detailed Meso- to Neoarchaeon evolution of the craton appears to be fuzzier and faintly constrained. In particular, the mechanisms and tectonic setting of crustal growth at its western and northern edges are still under debate. Consequently, this paper aims to provide new insights on the evolution of the Murchison–Northern Kaapvaal (MNK) terrane that represents the northernmost part of the exposed Kaapvaal craton and which recorded geologic activity between ~3300 and ~2700 Ma (e.g. Poujol *et al.*, 2003; Robb *et al.*, 2006; Zeh *et al.*, 2009). For this purpose, we performed LA-ICP-MS dating on separated zircons from several granitoid

rocks from this terrane. The goal of this study is twofold: (i) dating several samples for each unit or pluton, in order to unravel its particular magmatic evolution and (ii) from a broader perspective, studying the spatial and temporal distributions of granitoid magmatism in the northern Kaavaal craton and its relevance to our understanding of its Meso- and Neoarchaeon evolution.

In order to achieve this task, we selected granitoid types assumed of having been generated and emplaced in different structural settings, including gneiss units and late-stage plutons. Hence, we revise the age of the Matok Igneous Complex (MIC) that intrudes at the suture between the SMZ and the MNK terrane, and provide new geochronological data on three high-K calc-alkaline plutons (Mashashane, Matlala, Moletsi) intrusive in the latter. In addition, we complement the age data available from the gneiss units of the MNK terrane, namely the Hout River–Goudplaats gneisses and the Duiwelskloof domain.

3.3.2. Geological setting

The MNK terrane (Zeh *et al.*, 2009; Fig. 3.9), previously referred as the Pietersburg block (Eglington and Armstrong, 2004), is characterized by low-grade metamorphic rocks (greenschist to lower amphibolite facies), including the Groot Letaba and Goudplaats–Hout River gneiss suites, which consist in several generations of variously deformed and migmatized granitoid gneisses, of trondhjemitic, tonalitic and granodioritic composition, associated with minor amphibolites (Robb *et al.*, 2006). The MNK terrane also includes several supracrustal sequences: the Murchison, Giyani, Pietersburg and Rhenosterkoppies greenstone belts. According to the geological maps of the area (Brandl, 1986, 1987), those lithologies are intruded by granitoid plutons (Mashashane, Matlala, Moletsi) and batholiths (Duiwelskloof, Turfloop), most of them being post-tectonic but lacking absolute geochronological data.

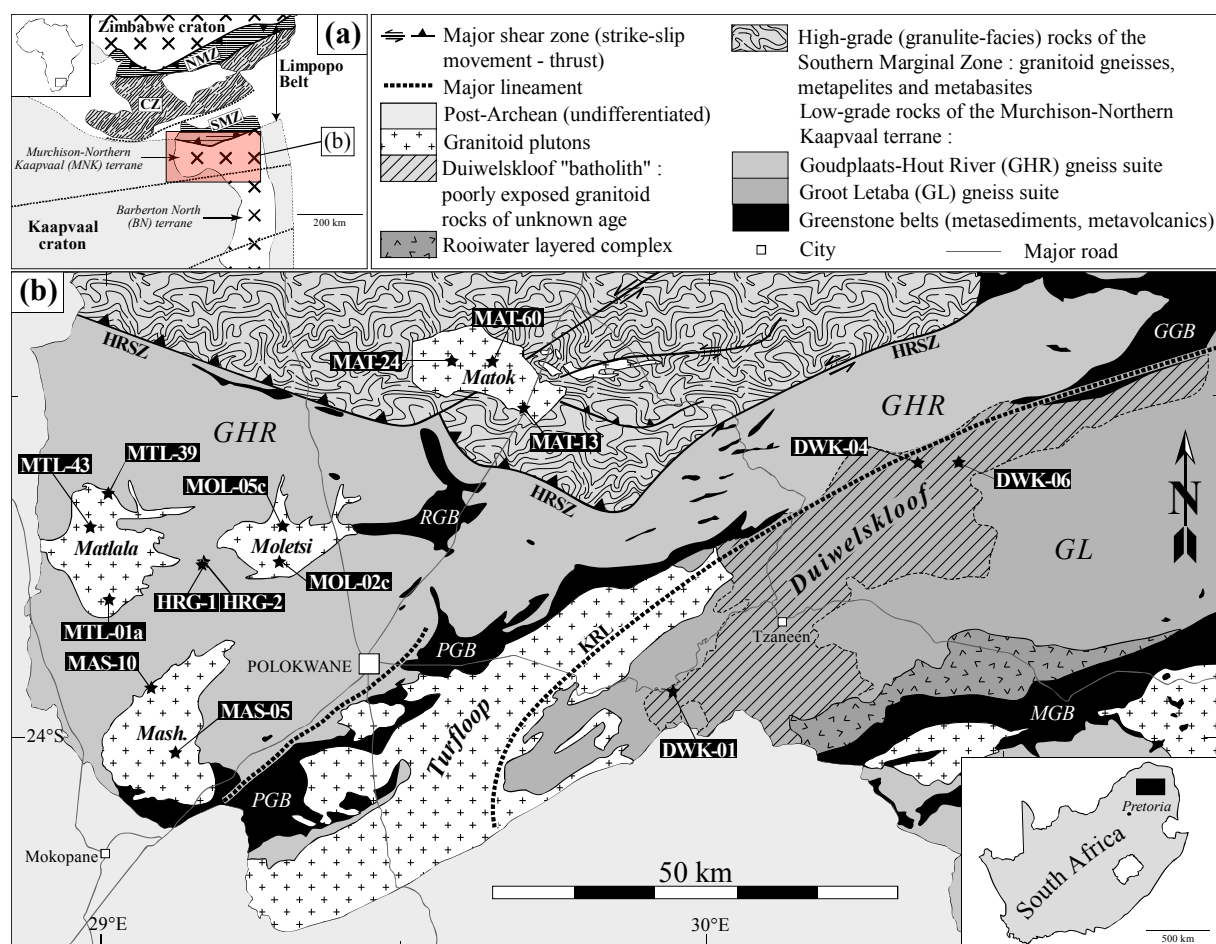


FIGURE 3.9 : (a) Inset detailing the different structural domains of the Kaapvaal Craton (following Zeh *et al.*, 2009) and the Limpopo Belt (following Mason, 1973). The area covered by Fig. 1b is represented by a black rectangle with red shading. (b) Sketch geological map of Murchison–Northern Kaapvaal (MNK) terrane (after Robb *et al.*, 2006; Smit *et al.*, 2001; Zeh *et al.*, 2009 and 1:250000^e geological maps of the area: Brandl, 1986, 1987). Sample locations (with sample name) are represented by black stars. GGB = Giyani greenstone belt; MGB = Murchison greenstone belt; PGB = Pietersburg greenstone belt; RGB = Rhenosterkoppies greenstone belt; HRSZ = Hout River shear zone; KRL = Kudu's River lineament.

The MNK terrane is separated from the Limpopo belt by the Hout River shear zone (Fig. 1), a sharp structural break between both terranes which structural and metamorphic patterns are very contrasted. Indeed, the SMZ of the Limpopo Belt consists in two main lithological units, the Bavianskloof migmatitic orthogneisses and the Bandelierkop supracrustal complex (mainly metapelites). Both units underwent high-grade metamorphism in granulite-facies conditions. In spite of these lithological differences, several authors proposed that the lithologies of the SMZ represent the high-grade counterparts of the MNK lithologies (Mason, 1973; Du Toit *et*

al., 1983; Van Reenen and Hollister, 1988). This assumption has been supported by the work of Kreissig *et al.* (2000): on the basis of major-, trace-element and isotope geochemistry, those authors showed that both terranes generated from the same 3200 to 2990 Ma-old crustal material. In a geochronological review of the Kaapvaal craton, Poujol *et al.* (2003) reported that in the MNK terrane, the oldest granitoid gneisses have ages typically ranging between 3300 and 2900 Ma, which is in good agreement with the results of Kreissig *et al.* (2000).

As a general consideration, the evolution of the MNK terrane before ~2800 Ma is

poorly constrained so far. Various levels of deformation and migmatization of the basement granitoid gneisses reveal that the MNK terrane probably underwent a complex history of crust formation and reworking (Robb *et al.*, 2006). According to Kröner *et al.* (2000), the whole northeastern part of the Kaapvaal craton results from the welding of several, small elongate terranes with contrasted geological histories. Based on the geochronology of greenstones and granitoids, these authors proposed that the amalgamation event took place between 2800 and 2900 Ma. In addition, there is no global consensus on the tectonic processes that occurred before ~2800 Ma, for instance concerning the greenstone belts. De Wit *et al.* (1993) concluded that the Pietersburg belt is a stacking of thrust slices developed as a foreland basin during principally horizontal tectonics, whereas Jaguin *et al.* (2012) consider that the Murchison belt has a keel morphology that results from gravity-driven vertical tectonics.

By contrast, the tectono-metamorphic history after ~2800 Ma is far better understood. Several studies paid attention to the evolution of the SMZ and the area along the HRSZ, because they belong to the Limpopo orogeny that could possibly represent the oldest continent-continent, Himalayan-type collision (Roering *et al.*, 1992). The first tectono-metamorphic event related to the Limpopo orogeny is associated with crustal thickening and prograde metamorphism (M_1) associated with top-to-the-N thrusting (D_1) along low-dipping shear zones (Barton and Van Reenen, 1992; de Wit *et al.*, 1992, 1993; Smit *et al.*, 1992; Van Reenen and Smit, 1996). The age of D_1 thrusting was bracketed between 2700 and 2760 Ma by dating synkinematic titanites from the Rhenosterkoppies greenstone belt (Passeraub *et al.*, 1999). By contrast, Kreissig *et al.* (2001) showed that M_1 peak metamorphism is slightly younger as evidenced by a U–Pb age of 2691 ± 7 Ma on monazite from the Bandelierkop granulites in the SMZ. The conditions of

metamorphism did not exceed the lower amphibolite facies in the MNK terrane ($T \leq 600^\circ\text{C}$; de Wit *et al.*, 1992; Passeraub *et al.*, 1999) but reached granulite-facies conditions in the actual SMZ, with peak conditions up to 1000°C and maximum pressure of 9.5 kbar (Van Reenen *et al.*, 1987; Stevens and Van Reenen, 1992; Perchuk *et al.*, 1996, 2000a; Tsunogae *et al.*, 2004).

Exhumation of the granulites in the SMZ was accompanied by a change in tectonic style and marks the onset of southward thrusting along the steeply, north-dipping Hout River shear zone (D_2 ; Smit *et al.*, 1992; Smit and Van Reenen 2010). The P – T conditions evolved through isothermal decompression from the M_1 temperature peak to M_2 conditions of 850°C and 7–8 kbar (Stevens and Van Reenen, 1992; Perchuk *et al.*, 2000a), followed by a retrograde path down to final M_3 conditions of 500 – 600°C and 4–5 kbar in the SMZ granulites (Van Reenen, 1986; Perchuk *et al.*, 1996; 2000a; Smit *et al.*, 2001; Tsunogae *et al.*, 2004; Smit and Van Reenen, 2010). According to Smit and Van Reenen (2010), these late stages of exhumation occurred along flat-lying, SW-verging thrusts linked to the transport of the retrogressed granulites over the low-grade rocks of the MNK terrane.

3.3.3. Description of granitoid plutons and units

Most of the descriptions presented in this Section are based on our structural and petrographic observations carried during fieldwork and sampling of granitoid plutons and gneisses of the MNK terrane.

Matok Igneous Complex (MIC)

The Matok Igneous Complex (MIC) consists in a range of medium to high-K calc-alkaline, metaluminous plutonic rocks. Based on the geological map of Bohlender (1991) and our field observations, the MIC is made up of three main magmatic phases:

(i) fine-grained dark rocks of dioritic composition, generally bearing clino- and orthopyroxene (“enderbites” of Bohlender *et al.*, 1992 and Barton *et al.*, 1992); (ii) white to pinkish grey, medium-grained porphyritic granodiorite that are either pyroxene-free or pyroxene-bearing (the latter representing the “charno-enderbites” of Bohlender *et al.*, 1992 and Barton *et al.*, 1992) and (iii) biotite monzogranites displaying a wide range of textures and grain sizes. Importantly, mafic and intermediate rocks are more widespread than in other plutons of the area, as dioritic rocks outcrop in all the northern half of the complex, and granodiorite being as abundant as granite *s.s.* within its southern part.

Barton *et al.* (1992) already dated zircon crystals from samples of the MIC. They reported ages of 2671 ± 2 Ma for the pyroxene-bearing samples (“charno-enderbites”), and ~ 2664 Ma for the pyroxene-free samples (granodiorites). However, those ages only rely on few data: the age of charno-enderbites is constrained by a single, concordant analysis and the one of granodiorites is based on three slightly discordant analyses.

Mashashane, Matlala, Moletsi plutons

These plutons intruded the Hout River Gneiss between the Pietersburg greenstone belt and the Hout River shear zone. In most studies, due to their post-tectonic nature, they are usually referred to as “2650 Ma granitoids” although absolute ages are scarce. The only recent dating work was the LA-ICP-MS study of Zeh *et al.* (2009) who published a U–Pb age of 2679 ± 7 Ma for a sample of the Mashashane pluton. This age is similar to that of 2687 ± 2 Ma obtained by de Wit *et al.* (1993) that studied zircons from a “post-tectonic granite” intruding the sediments of the PGB, that probably corresponds to the southeastern end of the Mashashane pluton.

All three plutons consist in high-K calc-alkaline and metaluminous plutonic rocks, most of them being coarse-grained, biotite monzogranites. They are associated with

subordinate amounts of hornblende-biotite granodiorites and quartz-monzodiorites that occur as enclaves (a few cm to several hundreds of meters). The latter are generally small-sized and scarce in the Mashashane and Moletsi pluton, but rather common and bigger in the Matlala pluton, especially near the margins of the intrusion. In all plutons, the rock-forming minerals are undeformed, thus preserving typical magmatic textures and supporting their post-tectonic character.

Duiwelskloof batholith

The Duiwelskloof batholith is mapped as a voluminous complex (>50 km in length, up to 15 km in width) that is intrusive into the Groot Letaba gneiss suite a few tens of kilometers to the south of the Hout River shear zone, between the Pietersburg and Murchison greenstone belts. Its northern edge probably represents a tectonic contact with the Goudplaats–Hout River gneiss suite (Robb *et al.*, 2006). It is poorly known mainly because of the bad outcropping conditions: when exposed, granitoid rocks are generally strongly weathered.

The Duiwelskloof batholith might represent the eastern continuation of the Turfloop batholith that is intrusive at the southern margin of the PGB and dated by several independent methods (U–Pb on zircon and titanite, Sm–Nd and Rb–Sr on whole rocks) at ~ 2775 Ma (Henderson *et al.*, 2000; Kröner *et al.*, 2000; Zeh *et al.*, 2009). In addition, alike the Turfloop batholith, the most widespread facies in the Duiwelskloof batholith consists in a medium-grained, equigranular biotite granite. However, contrarily to Turfloop that appears as a continuous and well-circumscribed intrusion, the Duiwelskloof complex rather consists in a discontinuous and heterogeneous set of magmatic bodies separated by outcrops of migmatized grey gneisses (Robb *et al.*, 2006). The latter probably belong to the Groot Letaba gneiss suite, from which geochronological investigations provided a wide range of ages, between 3171 ± 6 Ma (Brandl and

Pluton/Unit	Sample name	Nature ^a	Rock-forming minerals ^b	Minor and accessory minerals ^b	GPS Co-ordinates	
					Lat. S	Long. E
Mashashane	MAS-05	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Mag, Ap, Ep, Ttn, Zrn, Aln	24°01'33"	29°07'02"
	MAS-10	Granodiorite	Pl, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Ilm, Ap, Mag, Ttn, Zrn, Aln	23°56'34"	29°04'27"
Matlala	MTL-01a	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Mag, Ap, Ttn, Ep, Zrn, Aln	23°49'11"	28°59'58"
	MTL-39	Monzogranite	Qz, Pl, Kfs, Bt	Mag, Ap, Ttn, Ep, Zrn, Aln	23°38'36"	29°01'09"
Matok	MTL-43	Granodiorite	Pl, Qz, Kfs, Hbl, Bt	Ilm, Ap, Mag, Cpx, Ttn, Zrn, Aln	23°43'20"	28°59'11"
	MAT-13	Granodiorite	Pl, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Ilm, Ap, Mag, Ep, Ttn, Zrn, Aln	23°31'31"	29°42'12"
	MAT-24	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Ilm, Ap, Ttn, Ep, Zrn, Aln	23°26'42"	29°35'10"
	MAT-60	(Qz-Monzo)Diorite (Enderbite ^c)	Pl, Qz, Bt, Cpx, Kfs, Opx	Ilm, Ap, Mag, Zrn, Aln	23°26'35"	29°38'27"
Moletsi	MOL-02c	Monzogranite	Qz, Pl, Kfs, Bt	Ilm, Ap, Mag, Ttn, Zrn, Aln	23°44'53"	29°18'43"
	MOL-05c	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Mag, Ap, Ilm, Ep, Ttn, Zrn, Aln	23°43'03"	29°18'18"
Duiwelskloof	DWK-01	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Mag, Ap, Ilm, Zrn	23°56'26"	29°56'53"
	DWK-04	Granodiorite (gneiss)	Qz, Pl, Kfs, Bt	Ilm, Ap, Mag, Zrn, Aln	23°36'43"	30°19'44"
	DWK-06	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Ap, Mag, Ilm, Zrn	23°36'24"	30°23'37"
Goudplaats - Hout River	HRG-1	Tonalite (gneiss)	Pl, Qz, Kfs, Bt	Ilm, Ap, Mag, Zrn, Aln	23°47'33"	29°07'39"
	HRG-2	Monzogranite	Qz, Kfs, Pl, Bt	Mag, Ap, Zrn, Aln	23°47'34"	29°07'43"

TABLE 3.1 : *Nature, mineralogy and GPS co-ordinates of granitoid samples dated in this study.* ^aAfter QAPF modal classification of Streckeisen (1974) ; ^bMineral abbreviations after Whitney and Evans (2010); minerals are classified from most abundant to less abundant ; ^cThe term “enderbite” refers to the nomenclature used by Bohlen et al. (1992) and Barton et al. (1992) for these rocks

Kröner, 1993) and 2784 ± 8 Ma (Zeh *et al.*, 2009). In some outcrops, several generations of biotite granites are cross-cutting each other, suggesting that the Duiwelskloof area is characterized by a protracted and relatively long-lived magmatic activity.

Goudplaats–Hout River gneiss suite

The Goudplaats and Hout River gneiss suites lie between the Pietersburg greenstone belt and the Hout River shear zone. They were initially separated in two distinct units (Brandl, 1985, 1986) but because of structural, petrographic and chemical similarities, in particular in terms of trace-element and isotopic signature (Kreissig *et al.*, 2000), the distinction is no longer relevant and both suites have been grouped under the name of Goudplaats–Hout River gneiss suite (Robb *et al.*, 2006). This unit consists in several lithologies: (i) banded biotite-bearing tonalitic, trondhjemitic and granodioritic gneisses, generally strongly deformed and migmatized; (ii) dikes, bodies and lenses of equigranular biotite granites, weakly or not deformed; (iii) medium-grained amphibolites and (iv) a dense network of pegmatites. The two latter lithologies are subordinate in terms of volume.

Because of poor exposure, the Goudplaats–Hout River gneiss suite is not extensively studied but available chemical data show that the banded gneisses are sodic granitoids ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) and belong to the TTG series (Kreissig *et al.*, 2000), whereas the biotite granites are more potassic and generally peraluminous (O. Laurent, unpublished analyses). Several samples were dated but the results cover a very wide range from 3333 ± 5 Ma to 2885 ± 4 Ma (Brandl and Kröner, 1993) so that complementary dating is needed to clarify the evolution of this unit.

3.3.4. U–Pb dating

Samples

Mineral compositions of the samples dated in this study, as well as the GPS co-ordinates of sampling sites are provided in Table 3.1.

The Mashashane pluton is represented by two samples, a hornblende-biotite monzogranite (MAS-10) and a pink leucogranite (MAS-05). Three samples of the Matlala pluton were selected: two pink and grey biotite monzogranites (MTL-01a and MTL-39, respectively) and a medium-grained, dark grey, hornblende-biotite granodiorite (MTL-43) that represents the

less-differentiated facies of the pluton. We selected two samples of the Moletsi pluton, MOL-05c that is a coarse-grained, pinkish grey biotite monzogranite and MOL-02c, a medium-grained, porphyritic biotite monzogranite. The three main magmatic phases of the Matok Igneous Complex were also dated using representative samples: MAT-60 is a fine-grained, dark pyroxene-bearing diorite. The associated hornblende-biotite porphyritic granodiorite is represented by MAT-13, while MAT-24 is a pink porphyritic biotite monzogranite.

Two samples of the Hout River Gneiss were collected near Lepotlako, in the bed of the Kalkspruit river. HRG-1 is a pinkish, medium-grained migmatitic biotite gneiss of tonalitic composition and HRG-2 consists in a fine-grained pink biotite granite that intrudes the former. Finally, the Duiwelskloof batholith is represented by three samples: two equigranular, medium-grained biotite granites very typical of the Duiwelskloof area (DWK-01 and DWK-06) and a sample of deformed and slightly migmatized biotite granodiorite (DWK-04).

Analytical techniques

Sample preparation and U–Pb dating were both realized at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand. Selected samples weighting 3–10 kg were reduced with a jaw crusher and subsequently sieved to a grain size <315 µm. Heavy minerals were concentrated by feeding the obtained fraction over a Wilfley shaking table. Subsequently, zircons were extracted using conventional magnetic separation on a Frantz isomagnetic separator, followed by heavy liquid techniques (using methylene iodide with density of ~3.3). Finally, ~25 grains by sample were hand-picked under a binocular microscope, set in an epoxy mount and polished. In all samples studied, zircon grains are relatively large, their size being generally in the range 100–300 µm.

Cathodoluminescence (CL) images were obtained prior to analysis, using a Jeol JSM-5910 LV scanning electron microscope

(SEM). Laser ablation ICP-MS U–Pb analyses were conducted on an Agilent 7500cs ICP-MS equipped with a 193-nm Resonetics M-50E laser system. The synthetic silicate glass NIST 610 was used to calibrate the performances of the ICP-MS, in particular to optimize the sensitivity for ^{238}U . Natural zircons GJ-1 and 91500 were used as standards, 2 analyses of GJ-1 being realized each 8 sample runs and 2 analyses of 91500 being made at the beginning and the end of each analytical session. The analyses were performed in an ablation cell with mixed He–N₂ atmosphere. Laser was fired using an energy density of 14 J.cm⁻², a spot size of 26 µm and a frequency of 3 Hz. Data were acquired during ~20 s background measurement followed by ~80 s of sample ablation, and subsequently treated offline with the GLITTER! program (van Achterbergh *et al.*, 2001). Raw signals in ^{238}U , ^{235}U , ^{207}Pb and ^{206}Pb were corrected for background signal and manually filtered to remove data that are meaningless for age calculation (presence of common lead, analysis of tiny inclusions within the zircon grain, highly variable isotope ratios). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of each sample are calculated using correction factors, obtained from measured ratios in reference zircons 91500 and GJ-1 in the course of the analytical session. Age calculations and building Concordia plots were realized using the software Isoplot v.4.10 (Ludwig, 2008).

Multiple analysis of the standards certify of the accuracy of the measurements, as we obtained ages of 600.5 ± 1.0 Ma ($N = 204$) and 1065.7 ± 3.6 Ma ($N = 32$) for the GJ-1 and 91500 standards, respectively. Those values are identical to accepted ages for these reference materials (Jackson *et al.*, 2004 ; Wiedenbeck *et al.*, 2004)

Results

For each sample studied, we present the general features of the zircon population as well as results of U–Pb analyses by LA-ICP-MS after treatment of raw data using the

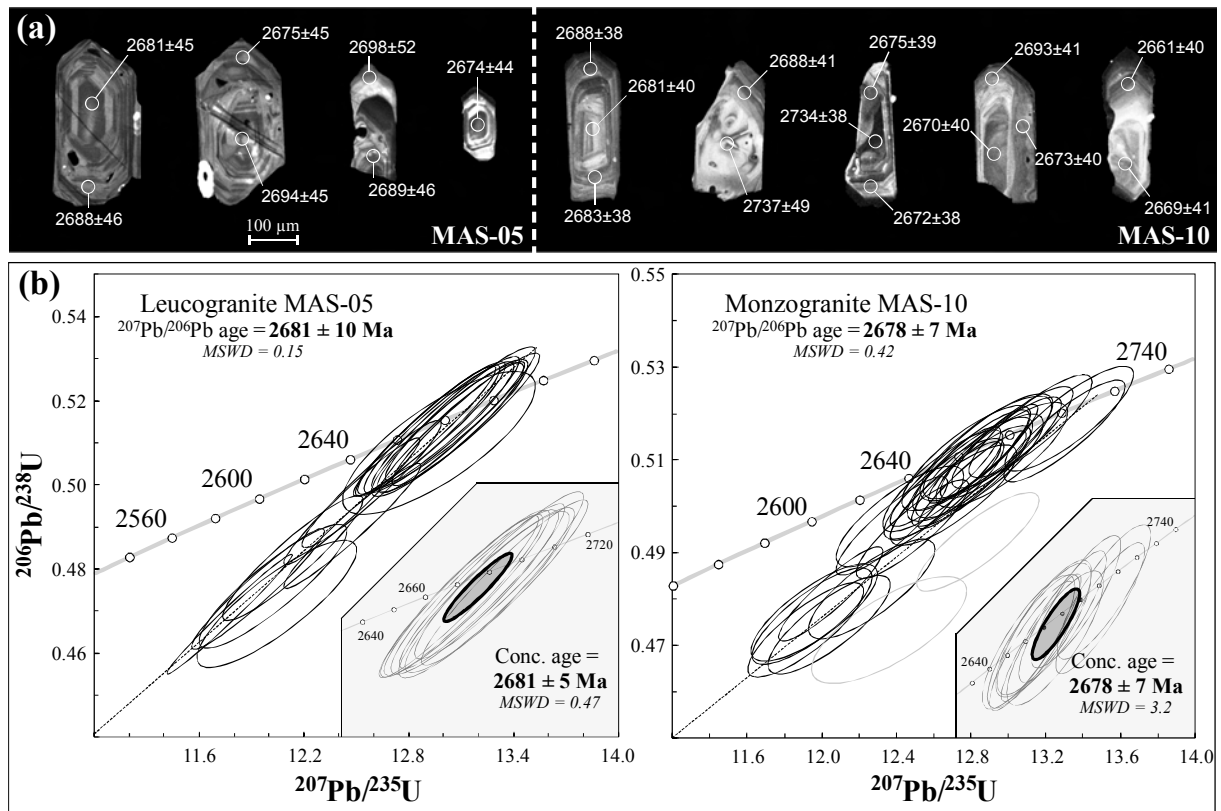
program GLITTER! (see Section 4.2). The whole dataset is available as Supplementary Material.

Mashashane pluton: Representative images of CL images of zircons and results of U–Pb dating for the Mashashane pluton are presented in Figure 3.10a and 3.10b, respectively. The zircon grains from sample MAS-05 are heterogeneous in size (100–400 μm), generally euhedral, prismatic and range from colorless and transparent to dark pinkish. They exhibit well-developed oscillatory zoning without complex internal structures (Fig. 2a). 19 analyses were retained, corresponding to a total of 15 grains. Half of the analyses are slightly discordant but 9 spots plot along the Concordia. The average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age

calculated on the basis of all analysis is 2681 ± 10 Ma, whereas the concordant zircons yield an age of 2681 ± 5 Ma (MSWD = 0.47). In addition, linear regression of all analyses yields an upper intercept age of 2685 ± 5 Ma (MSWD = 1.3). All these results are identical within error, and we consider that they represent the age of crystallization for the leucogranite MAS-05.

The population of zircons from sample MAS-10 is more homogeneous. All grains are ~ 300 μm long, transparent and light pink. They exhibit continuous oscillatory zoning, sometimes complex (Fig. 2a) but lacking clearly separated domains. 32 analytical spots on 12 zircon grains were retained for age determination, resulting in an average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2681 ± 7 Ma. The analyses MAS10-09-2 and MAS10-10-1

FIGURE 3.10 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Mashashane pluton. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Mashashane pluton. Light grey ellipses represent analyses that were not used to calculate the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .



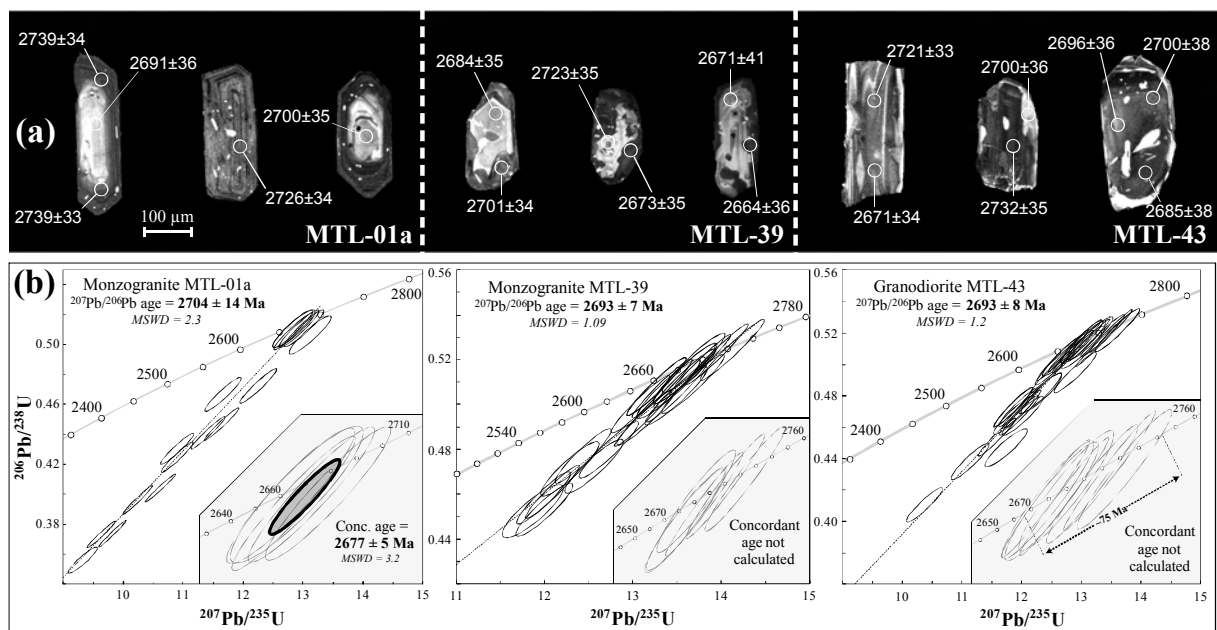
yielded slightly older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (2737 ± 49 Ma and 2734 ± 38 Ma, respectively), but the age obtained when they are excluded from the calculation (2678 ± 7 Ma) is not significantly different from the former one. Moreover, both are identical to the concordant age obtained from 10 analyses (2681 ± 7 Ma; MSWD = 3.2) and the upper intercept age (2682 ± 7 Ma; MSWD = 1.9) as well. As a result, we consider that they all reflect the crystallization age of monzogranite MAS-10.

Matlala pluton: CL images of zircons from samples of the Matlala pluton and corresponding U–Pb results are presented in Fig. 3.11a and 3.11b. In sample MTL-01a, zircons are euhedral to subhedral, pinkish to brownish in color and display prismatic shapes with a aspect ratio <3 . A typical feature of zircons from this sample is their richness in small inclusions ($< 20 \mu\text{m}$) that are clearly identifiable on CL images as bright domains (Fig. 3a). Oscillatory zoning is common but not systematic. We retained

17 analyses from 13 zircon grains, but most of them are scattered and highly discordant. Consequently, although $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and upper intercept ages are identical within error, they are rather imprecise (2703 ± 14 Ma and 2681 ± 19 Ma, respectively). We consider that the more robust concordant age of 2677 ± 5 Ma, obtained from 5 analyses (MSWD = 3.2), more likely represents the time of crystallization for the granite MTL-01a.

Zircons from granite MTL-39 are dark pink, subhedral to anhedral, with typical rounded shapes or ends. Their internal structure revealed by CL images is rather complex: a bright, oscillatory zoned core that is strongly corroded and embayed is always overgrown by a darker, unzoned rim (Fig. 3a). 25 LA-ICP-MS analyses from 16 grains were obtained, and confirm the distinction between cores and rims on the basis of chemical compositions. Indeed, the cores are U-poor (<100 ppm) whereas the rims are U-rich (> 100 ppm). The average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of the cores is 2698 ± 9 Ma,

FIGURE 3.11 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Matlala pluton. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Matlala pluton. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .



whereas the one obtained from the rims is 2680 ± 13 Ma, and within a single grain, both ages generally overlap (see Fig. 3a, grain #1 and #2 of MTL-39). Thus, age data fail to discriminate between both domains. As for sample MTL-01a, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages are somewhat scattered (Fig. 3b), ranging between 2729 ± 34 Ma and 2664 ± 38 Ma with an average of 2693 ± 7 Ma (MSWD = 1.1). No concordant age were obtained, because the concordant analyses are not equivalent within error.

Finally, the zircon grains of granodiorite MTL-43 are colorless to pinkish and brownish with usually subhedral shapes. Inclusions are frequent, and the grains exhibit irregular internal zoning, either oscillatory or patchy (Fig. 3a). A total of 26 analyses from 18 zircon grains were retained for calculations. The results are very similar

to those of sample MTL-39, as the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages are comprised in the same range, between 2732 ± 35 Ma and 2665 ± 34 Ma. The average value of 2693 ± 8 Ma (MSWD = 1.2) is identical than for MTL-39. 8 analyses are concordant, but the resulting ages are spread along the Concordia, encompassing more than 70 Ma (Fig. 3b). As for MTL-39, there is no particular link between the value of the age and the textural position of the spot: within the same domain of a single zircon grain, the range of time covered by two ages and their uncertainties can exceed 100 Ma (see Fig. 3a, grain #1 of MTL-43).

Moletsi pluton: Representative CL images of zircons from both samples of the Moletsi pluton are presented in Fig. 3.12a, and results of U–Pb analyses are summarized in

FIGURE 3.12 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Moletsi pluton. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Moletsi pluton. Light grey ellipses represent analyses that were not used to calculate the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .

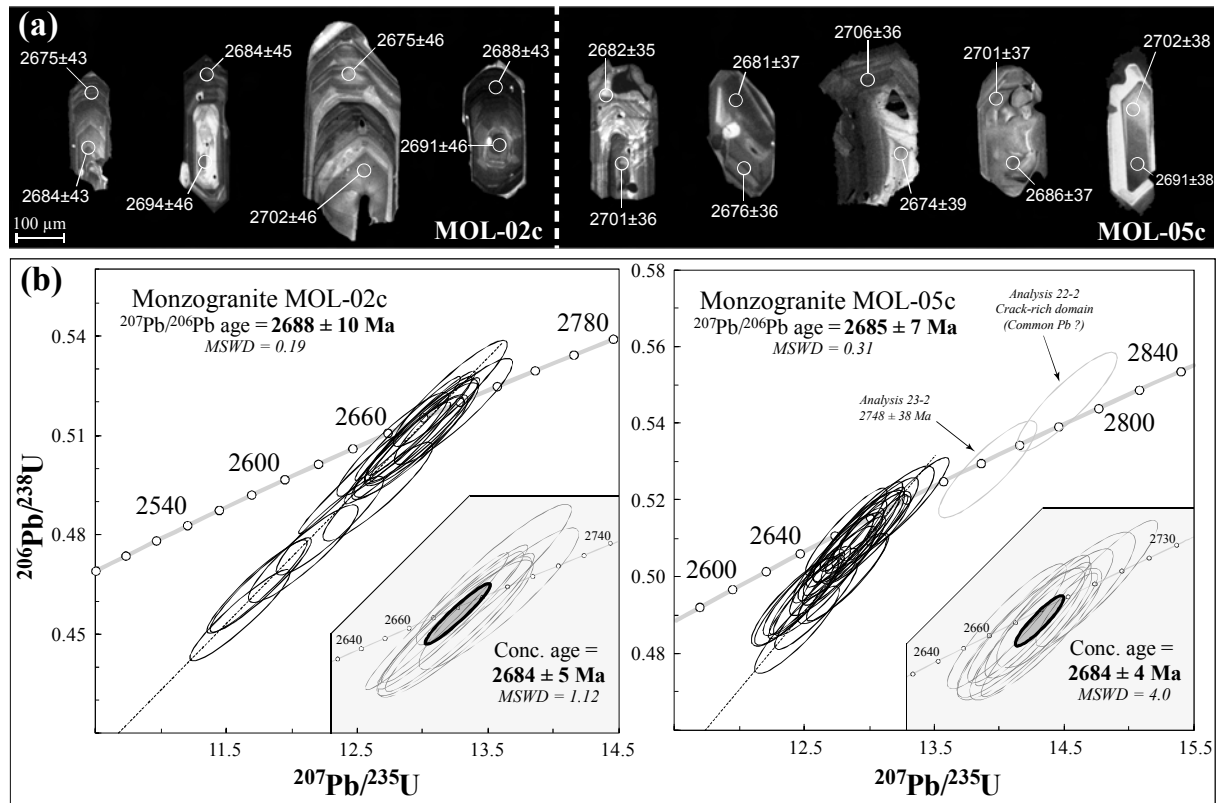


Fig. 3.12b. Sample MOL-02c contains light pink to light brown zircons grains ranging in length from 100 to 300 μm , some crystals being as large as 500 μm (Fig. 4a). They are euhedral, long-prismatic in shape and usually display a regular oscillatory zoning. A total of 19 analytical spots from 14 grains were used for age calculations, 8 being concordant and 11 that are slightly discordant. The concordant analyses yielded a precise age of 2684 ± 5 Ma (MSWD = 1.12). It is consistent with the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age that includes discordant measures and provides a more robust age of 2688 ± 10 Ma (MSWD = 0.19). We consider that both reflect the crystallization of the porphyritic granite.

The euhedral to subhedral zircons from samples MOL-05c are light to dark brown, long to short prismatic (aspect ratio varies between 1.5 and 4). Their internal structure is rather simple (no inherited cores, no rims) but zoning can be complex, either oscillatory or irregular, sometimes in the same crystal (Fig. 4a). We used 28 U–Pb runs to calculate the age of sample MOL-05c, obtained from the analysis of 16 zircon grains. Most analyses are slightly discordant and concordant to sub-concordant. The Concordia age calculated on the basis of 10 analyses is 2684 ± 4 Ma (MSWD = 4.0), identical to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2685 ± 7 Ma (MSWD = 0.31). Those ages do not take into account 2 concordant and sub-concordant analyses that yield older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2748 ± 38 Ma (analysis MOL05c-23-1) and 2764 ± 37 Ma (analysis MOL05c-22-2). The former can be considered as consistent, because it is identical within error to most of other individual $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages. However, the latter is of doubtful reliability, as it was obtained from a crack-rich domain of a zircon grain that otherwise yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2690 ± 39 Ma (analysis MOL05c-22-1). Anyway, we consider that the concordant and average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages reflect the time of crystallization for sample MOL-05c.

Matok Igneous Complex: CL images of zircons from the Matok samples and results of U–Pb dating are presented in Fig. 3.13a and 3.13b. Zircons from the granodiorite sample MAT-13 are subhedral and long-prismatic, transparent, colorless to light pink and in the size range 200–400 μm . No inherited cores were observed, but internal zoning is rather complex, albeit sometimes oscillatory. Small (<30 μm) inclusions of hexagonal apatite are frequently observed. The age of sample MAT-13 was calculated using 27 U–Pb analyses from 17 zircon grains. 9 analyses are concordant but, like in the Matlala samples, they are relatively spread along the Concordia, covering ~60 Ma when uncertainties are taken into account. As a result, the concordant age of 2679 ± 4 Ma is poorly constrained (MSWD = 3.7). However, it is identical within error to the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2688 ± 8 Ma (MSWD = 0.85) calculated using all analyses, so that we consider that both reflect the crystallization age of the granodiorite.

Monzogranite sample MAT-24 contains euhedral brown zircons with various shapes (aspect ratio varies between 2 and 4). In general, they show a regular, oscillatory zoning and also contain apatite inclusion, like in sample MAT-13. 27 analyses were retained for age calculations, representing data from 18 zircons. Two grains contain a rounded core that might be inherited. One of them yielded a very discordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2939 ± 44 Ma (analysis MAT24-23-01), and the bright, rounded core in grain #1 (Fig. 5a) yielded a concordant age of ~2727 Ma (analysis MAT24-07-01). By contrast, the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age calculated from all other analyses is 2679 ± 9 Ma (MSWD=0.37), identical to the concordant age of 2676 ± 6 Ma (10 analyses, MSWD = 7.0). We consider that both represent the time of crystallization for sample MAT-24.

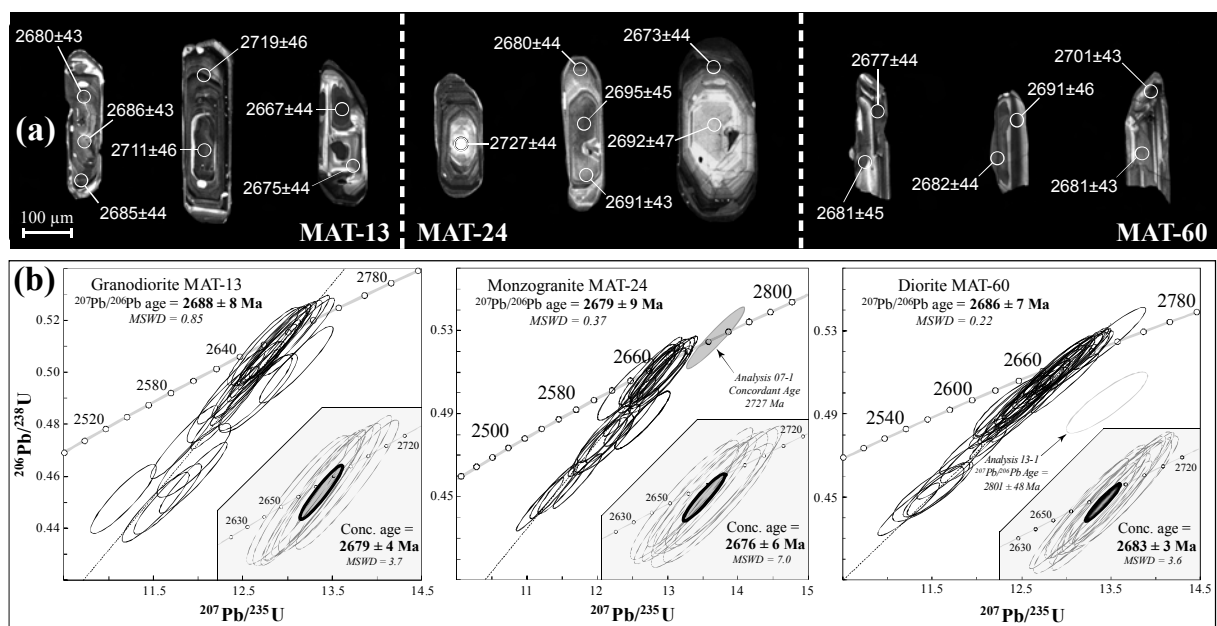
In the pyroxene-diorite sample MAT-60, zircons are smaller (<250 μm) than in other Matok samples, long-prismatic (aspect ratio

~3), transparent and colorless. They commonly show concentric zoning but it is sometimes more irregular, patchy or cloudy. No inherited cores were observed. 25 zircon grains were analyzed for a total of 40 U–Pb runs. All are concordant to sub-concordant, yielding a well-constrained $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2686 ± 7 Ma (MSWD = 0.22), identical to the concordant age of 2683 ± 3 Ma (MSWD = 3.6, 13 analyses). We excluded one analysis for the calculation of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age, because it provided a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2801 ± 48 Ma whereas another analysis within the same domain of the same zircon grain gave 2687 ± 47 Ma. Therefore, we consider that the age of emplacement for diorite MAT-60 is represented by both the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and concordant ages.

Duiwelskloof batholith: Representative CL images of zircons from samples of the Duiwelskloof batholith and associated U–Pb analyses are presented in Fig. 3.14a and 3.14b. The zircon population of sample

DWK-01 is very heterogeneous. Some are euhedral to subhedral with various shapes (aspect ratio from 2 to 4), and generally light to dark pink, whereas others are rather small (< 150 μm) xenocrysts with anhedral shapes. Their internal structures are also complex: some grains display simple, oscillatory zoning, whereas others bear a relatively bright and regularly zoned core, surrounded by dark unzoned rims. Two generations of rims can be identified in some grains (e.g. grain #3 of sample DWK-01 in Fig. 6a). Xenocrysts are easily identified, as in this case the grain boundaries generally cross-cut the regular zoning. This heterogeneity of the zircons is also witnessed by the age distribution. A total of 24 runs were obtained from the analysis of 13 zircon grains. We identified three age clusters: the more widespread is represented by 18 analyses yielding robust $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and concordant ages of 2841 ± 10 Ma (MSWD = 0.25) and 2840 ± 4 Ma (7 analyses, MSWD = 0.65), respectively. Four analyses, including a sub-

FIGURE 3.13 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Matok Igneous Complex. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Matok Igneous Complex. Light grey ellipses represent analyses that were not used to calculate the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .

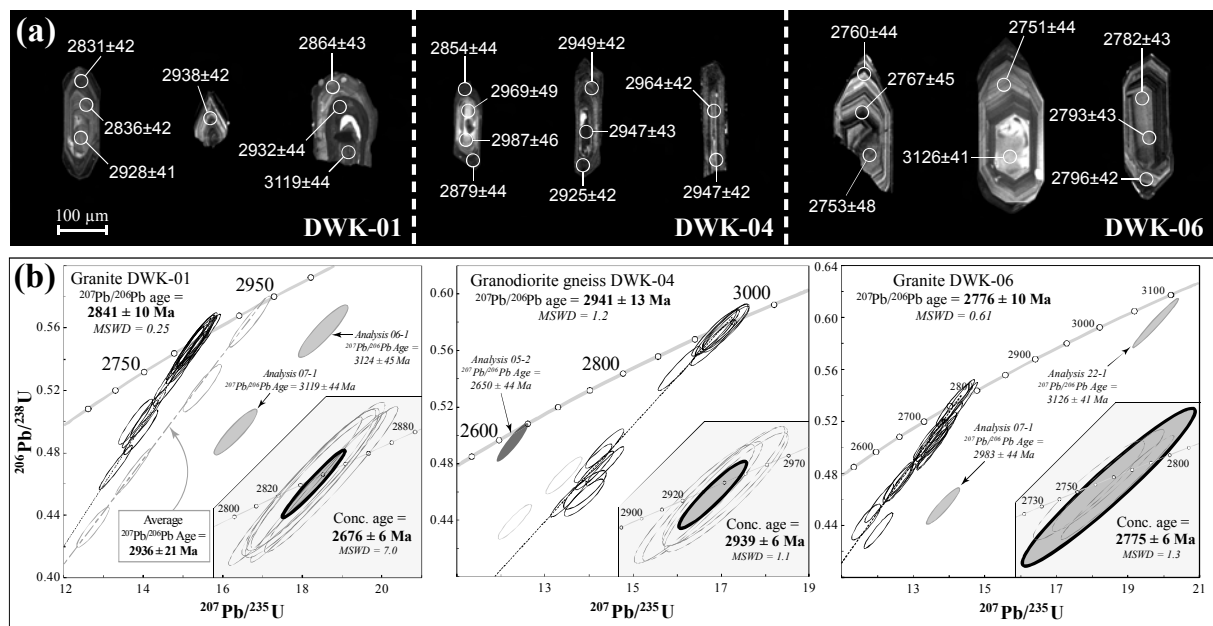


concordant one, provided a significantly older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2936 ± 21 Ma. In spite of the few number of data, this age is well-constrained (MSWD = 0.22) and identical to the upper intercept age of the discordia defined by those runs (2942 ± 12 Ma). Finally, two discordant analyses that represent zircon cores (DWK01-06-01 and DWK01-07-01) are characterized by even older $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 3119 ± 44 and 3124 ± 45 Ma. Given that most analyses give an age of ~ 2840 Ma, we consider that this represents the age of emplacement for the granite DWK-01, whereas ages of ~ 2940 and ~ 3120 Ma witness significant inheritance from older material. Moreover, the latter ages were always obtained from zircon cores and never from rims. It is noteworthy that the three ages can be present in one single zircon: indeed, the core of grain DWK01-07 yielded the age of 3119 ± 44 Ma, its dark and rounded inner rim was dated at 2932 ± 44 Ma and the bright outer rim at 2864 ± 43 Ma (see grain #3 of this

sample in Fig. 6a).

In the deformed granodiorite sample DWK-04, zircons are much more homogeneous. They are generally ≤ 200 μm , dark pink and transparent with long-prismatic shapes (aspect ratio ≥ 3 , up to 5). For age calculation, we used 17 U–Pb analyses, representing spots in 9 zircon grains. Except a sub-concordant analysis that yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2650 ± 44 Ma, all ages cluster around ~ 2940 Ma. However, most of the points are discordant, so that the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age is less precise (2941 ± 13 Ma, MSWD = 1.2) but identical to the concordant age of 2939 ± 6 Ma, calculated on the basis of 5 analyses (MSWD = 1.1). Both likely represent the crystallization of the granodiorite precursor. Some grains might underwent Pb loss or recrystallization during subsequent deformation and/or migmatization, as evidenced by slightly younger ages (2879 ± 44 Ma and 2854 ± 44 Ma, rims of zircon DWK04-01, see Fig. 6a) and the sub-concordant point at ~ 2650 Ma.

FIGURE 3.14 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Duiwelskloof batholith. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Duiwelskloof batholith. Light grey ellipses were not used to calculate the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age and filled grey ellipses are inherited analyses. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .

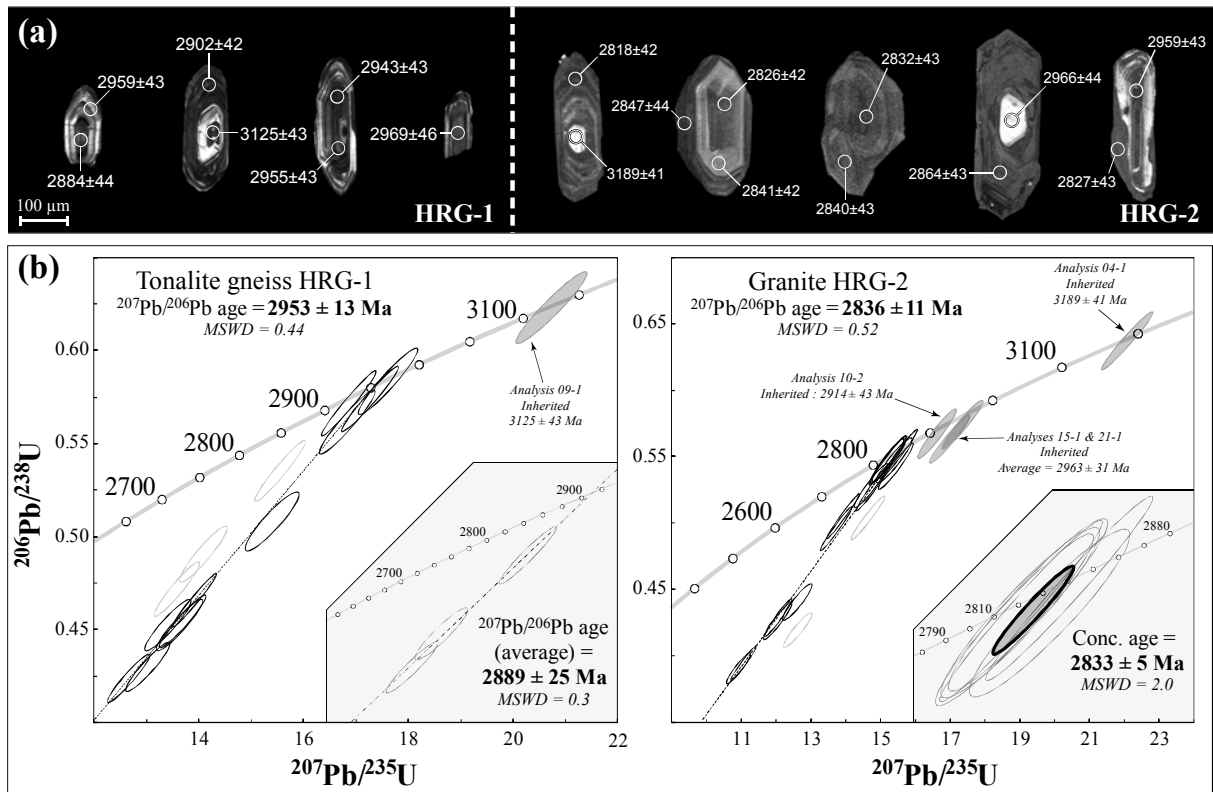


Leucogranite DWK-06 contains short-prismatic zircons that are light pink to light brown in colour. They systematically show a well-developed oscillatory zoning on CL images (Fig. 6a). Except for two grains that contain a bright and rounded core (DWK06-22, grain #2 of this sample in Fig. 6a, and DWK06-07), we did not identify any complex internal structures. We retained 21 analyses from 12 zircon grains for age calculations. The two bright core identified on CL images yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2983 ± 44 Ma (analysis DWK06-07-01, highly discordant) and 3126 ± 41 Ma (analysis DWK06-22-01, slightly discordant). By contrast, other analyses plot along a same chord providing a consistent average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2776 ± 10 Ma (MSWD = 0.6). An identical concordant age of 2775 ± 6 Ma (MSWD = 1.3) can also be

calculated from 3 of them. We consider that the latter two ages represent the crystallization age of sample DWK-06, whereas older ages obtained from zircon cores are likely inherited.

Goudplaats–Hout River Gneiss: CL images of zircons of the Goudplaats–Hout River Gneiss samples and results of U–Pb dating are respectively presented in Fig. 3.15a and 3.15b. Sample of migmatitic gneiss HRG-1 contain transparent, colorless to light pinkish zircon grains that are heterogeneous in size (50–250 μm) and shape (aspect ratio = 1.5–4). All crystals are euhedral and exhibit regular oscillatory zoning. One grain presents a rounded core that appear brighter than surrounding rims on CL image (Fig. 7a, grain #2). We obtained 15 reliable analyses on 11 zircon grains from this sample. No concordant age

FIGURE 3.15 : (a) CL pictures of selected zircon grains from samples of the Goudplaats–Hout River gneisses. The circles represent the position of laser spots used for age determination, and the associated values are the resulting $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (in Ma) and its uncertainty (2σ). (b) Concordia plots ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) for data obtained on samples from the Hout River gneisses. Light grey ellipses represent analyses that were not used to calculate the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age, and filled grey ellipses are inherited analyses. The insert on the bottom right is a close-up on the Concordia showing the analyses used for the calculation of the Concordant (Conc.) age. Error ellipses are 2σ .



has been obtained. Most of the data plot along a discordia that intercepts the Concordia at 2949 ± 16 Ma, an age identical to the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2953 ± 13 Ma (MSWD = 0.44) obtained from those discordant analyses. Three other analytical spots (HRG-1-07-1; HRG-1-09-2 and HRG-1-22-2) were not included in the latter calculation as they yielded slightly younger $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (< 2900 Ma). Finally, the rounded core of zircon #2 in Fig. 7a (analysis HRG-1-09-1) yielded a sub-concordant age of ~ 3125 Ma that we interpret as inherited. This heterogeneous set of ages probably reflects the complex geological history of sample HRG-1. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2953 ± 13 Ma is the best

constrained and we suggest that it represents the time of crystallization for the precursor of the gneiss, probably a tonalite of TTG affinity (based on unpublished major-element analyses and data from Kreissig *et al.*, 2000). The younger ages may be the result of partial resetting during metamorphism or migmatization at ~ 2890 Ma.

Zircon grains from sample HRG-2 are pinkish in colour and subhedral to euhedral (Fig. 7a). In general, crystals present very regular oscillatory zoning and appear in homogeneous grey color in CL images. Some grains contain very bright cores that contrast with the surrounding, light grey rims (see grains #1, #4 and #5 of sample HRG-2 in Fig. 7a). A total of 22 points were retained for calculations, representing analyses of 15 grains. Most of the data (16 analyses) are concordant to moderately discordant with an average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2836 ± 11 Ma (MSWD = 0.52). It is undistinguishable from the concordant age of 2833 ± 5 Ma (MSWD = 2.0) obtained from 6 analyses plotting on the Concordia. We consider that those ages reflect the emplacement of the granite. On the other hand, some analyses present ages that recall those obtained from sample HRG-1. In particular, two sub-concordant analyses (HRG-2-15-1 and HRG-2-21-1) yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 2966 ± 44 Ma and 2959 ± 43 Ma that are close to the expected crystallization age of HRG-1. Both correspond to bright cores on CL images (grains #4 and #5 on Fig. 7a). In addition, 3 other analyses present $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages comprised between 2895 ± 42 Ma and 2951 ± 45 Ma, a range of ages similar to the one observed in sample HRG-1. All those considerations suggest significant inheritance from a material similar to HRG-1. On the other hand, the analysis of the bright core of grain #1 in Fig. 7a (analysis HRG-2-04-1) yielded a concordant age of ~ 3190 Ma. This age is not significantly different than the age of 3125 Ma obtained from an inherited core in sample HRG-1,

Unit	Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma)	\pm 2 σ	Interpretation
Matok Igneous Complex	MAT-13	2688	8	Magmatic
	MAT-24	2680	9	Magmatic
	MAT-60	2686	7	Magmatic
Matlala Pluton	MTL-01a	2703	14	Magmatic
	MTL-39	2693	7	Magmatic
	MTL-43	2693	8	Magmatic
Mashashane Pluton	MAS-05	2681	10	Magmatic
	MAS-10	2678	7	Magmatic
Moetsi Pluton	MOL-02c	2688	10	Magmatic
	MOL-05c	2685	7	Magmatic
Goudplaats-Hout River Gneiss	HRG-1	2953	13	Magmatic
		3125	43	Inherited
	HRG-2	2836	11	Magmatic
		2941	25	Inherited
		3189	41	Inherited
Duiwelskloof "batholith"	DWK-01	2841	10	Magmatic
		2936	22	Inherited
		3121	32	Inherited
	DWK-04	2941	13	Magmatic
		2776	10	Magmatic
	DWK-06	2983	44	Inherited
		3126	41	Inherited

TABLE 3.2 : Summary of U–Pb dating results on granitoid samples from the northern Kaapvaal craton. The presented ages are the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for each sample. We also report our preferred interpretation for each age data, either “Magmatic” (age of crystallization for the granitoid sample considered) or “Inherited” (ages from zircon cores or xenocrysts).

within error limits ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages: 3189 ± 41 Ma for analysis HRG-2-04-1 and 3125 ± 43 Ma for analysis HRG-1-09-1).

3.3.5. Discussion

Evolution of individual plutons / units

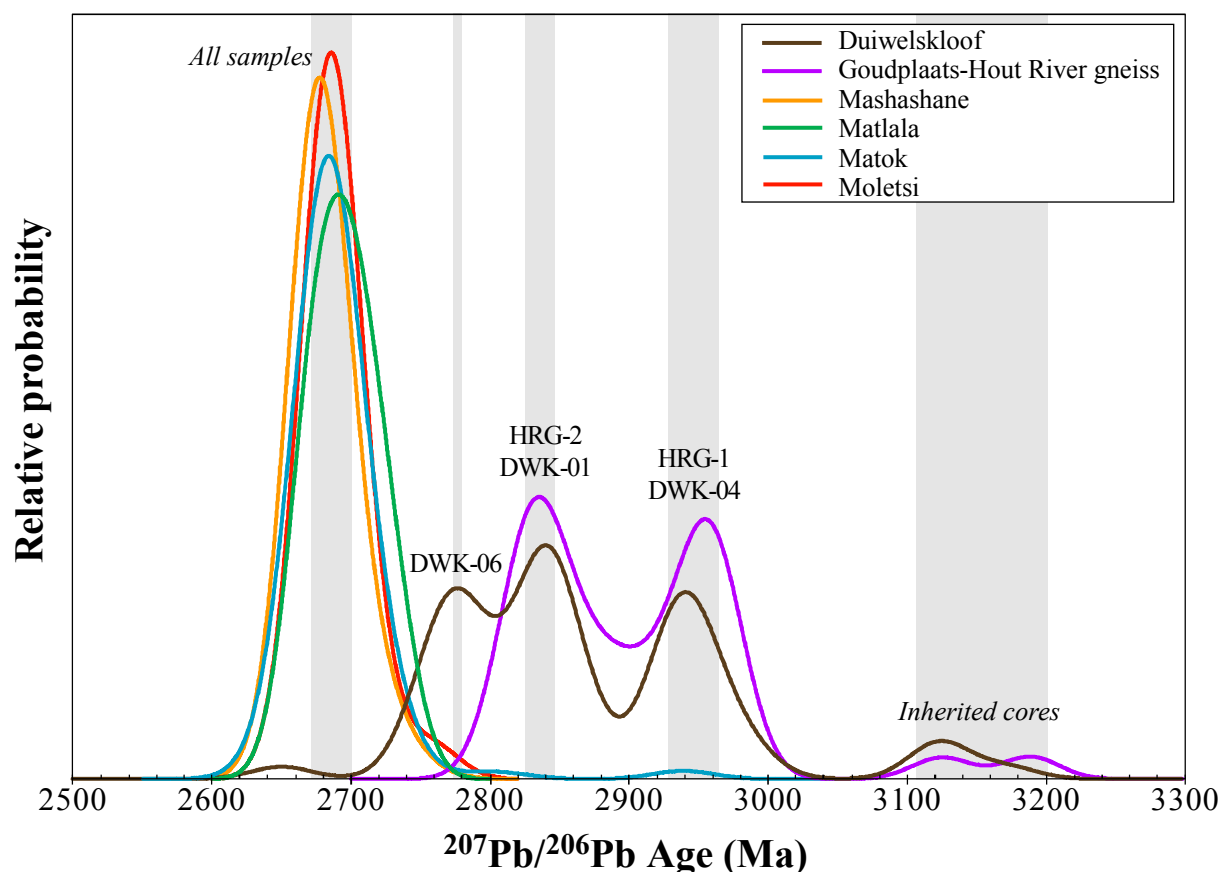
Table 3.2 summarizes all the individual U–Pb ages obtained in this study, while Fig. 3.16 is a probability density plot drawn for all analyses. The geological significance of these ages is discussed below.

Mashashane and Moletsi plutons: All samples from the Mashashane and Moletsi plutons display similar ages within error (Table 3.2), and a limited age spread in histograms of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Fig. 3.17), indicating that they both emplaced during relatively short-lived events. It is noteworthy

that our age data on these plutons are equivalent to previous results on similar, post-tectonic granitoids that intruded north of the Pietersburg greenstone belt. Indeed, Zeh *et al.* (2009) obtained an age of 2679 ± 7 Ma for the Uitloop granite (believed to be part of the Mashashane intrusion, Brandl, 1986) and de Wit *et al.* (1993) dated a post-tectonic granite intruding the metasediments of the belt at 2689 ± 2 Ma.

Matlala pluton and Matok Igneous Complex: Whereas most of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages are between 2670 and 2700 Ma in the Mashashane and Moletsi plutons, half of the data from the Matlala pluton fall outside of this range (Fig. 3.17). In particular, analyses from this massif spread towards older ages, as ~35% of them are in the range 2700–2740 Ma. This is also witnessed by the

FIGURE 3.16 : Probability density plot of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages obtained from each granitoid pluton or gneiss unit dated in this study. For the Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi plutons, all samples from each pluton have been considered as they all yield comparable ages, whereas distinction between samples have been made for the Goudplaats–Hout River gneisses and Duiwelskloof batholith.

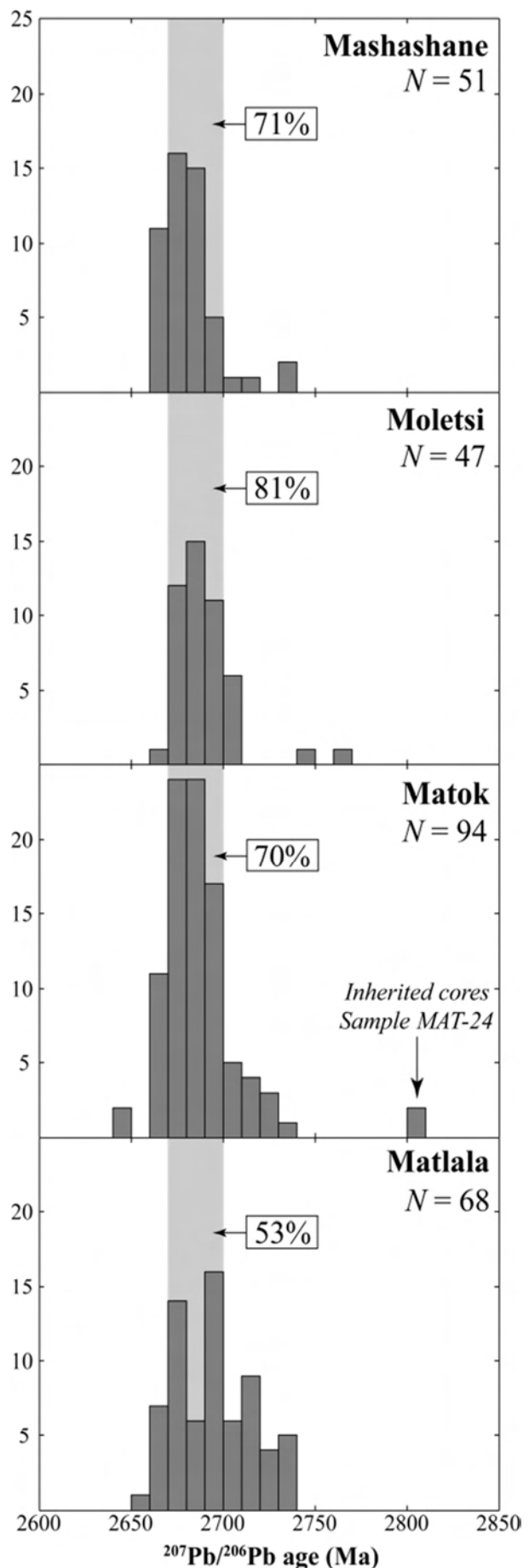


impossibility to calculate concordant ages, because concordant data are significantly different (see Fig. 3.12b). It is noteworthy that this effect does not reflect any age differences between individual samples (Table 3.2).

In sample MTL-39, zircon grains clearly exhibit distinct domains with bright cores and dark rims (Fig. 3.12a). Even if the analyses did not evidence any clear age distinction between both domains, it demonstrates that zircon crystallization in this sample proceeded in two steps. Processes of magma mixing, or mechanical erosion of recently emplaced granitoid rocks by a melt under-saturated in Zr, could generate such textural characteristics. In other samples (MTL-01a and MTL-43), we did not observe those core-rim relationships, and the age spread would rather record resetting of the U–Pb system during protracted thermal activity. For example, zircons formed at ~2740 Ma were subject to isotopic re-equilibration until ~2680 Ma, showing that the whole pluton remained at high temperatures during several tens of Ma. In addition, a spread of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages is also visible in the Matok samples, but to a lower extent compared with the Matlala ones with only 15 ages >2700 Ma (Fig. 3.17).

As a result, we suggest that this spread of ages is related to complex processes at the level of emplacement as well as a long-lived magmatic activity with continuous intrusion of magma batches over >50 Ma. This hypothesis is in good agreement with field observations, as Matlala and Matok are more heterogeneous than other plutons: they bear different facies ranging from diorite to

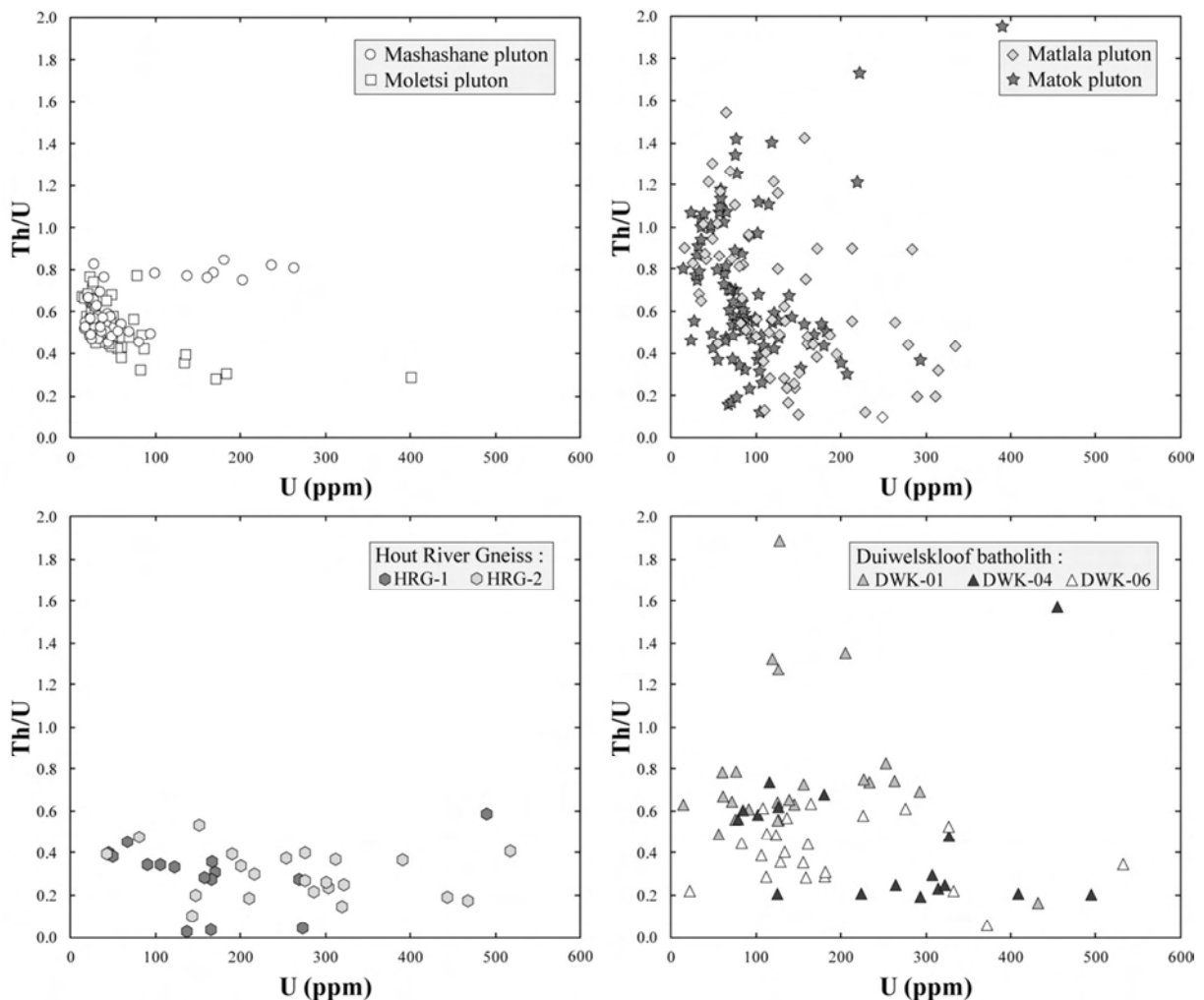
FIGURE 3.17 : Distribution histograms of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for all data from the Mashashane, Moletsi, Matok and Matlala plutons. The proportion of data points falling in the range 2670–2700 Ma (grey band) is indicated for each pluton. Note the relative spread of ages towards values >2700 Ma for the Matlala and (to a lesser extent) Matok plutons, with respect to the Mashashane and Moletsi ones.



granite and display evidences for magma mixing and mingling between them. Zircon compositions in Matlala and Matok samples also support these assumptions, as they are much more heterogeneous than in Mashashane and Moletsi ones (Fig. 3.18), probably reflecting the involvement of several magmatic components with distinct compositions. Alternatively, the protracted thermal overprint recorded by the Matlala and Matok zircons could also be associated with deep hydrothermal activity linked with fluid circulation in the neighboring shear zone systems (Hout River shear zone and associated structures) that were active at the time of granitoid emplacement (~2690 Ma).

On the other hand, there is a slight discrepancy between our results and previously published ages for the MIC, in particular those published by Barton *et al.* (1992). These authors obtained U–Pb ages of 2664 to 2671 Ma for granodiorites and “enderbites”, whereas our pyroxene-diorite (MAT-60) and granodiorite (MAT-13) are dated at 2686 ± 7 Ma and 2688 ± 9 Ma, respectively. In addition, our data are identical to the more recent age of 2679 ± 7 Ma (U–Pb, LA-ICP-MS on zircon) reported by Zeh *et al.* (2009) on a granite sample (PB6) from the Matok pluton. Therefore, it appears that the MIC is apparently 10 to 30 Ma older than previously thought, so that it

FIGURE 3.18 : *Th/U vs. U diagrams expressing the chemical compositions of the dated zircons for each granitoid pluton or gneiss unit. Zircon compositions in the Mashashane and Moletsi plutons are relatively homogeneous compared with the Matlala and Matok ones. In addition, zircons from the Goudplaats–Hout River gneisses and Duiwelskloof batholith exhibit low Th/U ratios and scattered U contents.*



is coeval with the Matlala, Mashashane and Moletsi plutons that intruded on the other side of the Hout River shear zone (Fig. 3.16).

Goudplaats–Hout River Gneisses: We dated the two main facies of the Goudplaats–Hout River gneiss suite and obtained globally three clusters of ages: (i) 3100–3200 Ma, (ii) ~2950 Ma and (iii) ~2830 Ma (see Table 2 and Fig. 8). The oldest ages are from inherited zircon cores in both samples, and were never recorded so far from this gneiss unit. The age at ~2950 Ma represents the emplacement of the igneous precursor of tonalitic gneiss HRG-1 (2953 ± 13 Ma). It is consistent with the age of 2958 ± 2 Ma reported from a pre- to syn-tectonic granitoid rock adjacent to the PGB (de Wit *et al.*, 1993) that likely belongs to the Hout River gneiss unit as well. Such a lithology could represent the source of detrital material in the Uitkyk formation of the PGB, from which zircon xenocrysts were dated at $2957 \pm 8/-7$ Ma (de Wit *et al.*, 1993). In addition, this magmatism appears coeval with felsic volcanism of the Ysterberg formation in the PGB, dated at 2949 ± 2 Ma (Kröner *et al.*, 2000). Finally, it is also recorded by significant inheritance in zircons from granite sample HRG-2 (2959 ± 25 Ma) that emplaced at 2836 ± 11 Ma.

These results highlight that the Goudplaats–Hout River gneiss suite is a composite unit that was built over more than 300 Ma with three major magmatic events at >3100 Ma, ~2950 Ma and ~2840 Ma. Deformation and migmatization of the granitoids emplaced at ~2950 Ma occurred between that time and ~2840 Ma, this younger age limit being provided by the intrusion of biotite granite HRG-2 that is undeformed and cross-cut the gneiss foliation. It is noteworthy that the age of ~2890 Ma published by Brandl and Kröner (1993) for two samples of the Goudplaats–Hout River gneisses (a tonalitic gneiss and an associated discordant leucosome) was not recorded in our samples, except two single

analyses in sample HRG-1. Those ages were obtained using the zircon evaporation technique, therefore, we suggest that they may represent a mixture between the two ages mentioned above, i.e. ~2950 and ~2840 Ma.

Duiwelskloof batholith: The three dated samples from this unit yield three different ages, spreading over ca. 200 Ma between ~2950 Ma and ~2770 Ma (see Table 3.2 and Fig. 3.16). One of the biotite granite samples (DWK-06) gives an age of 2776 ± 10 Ma, which is undistinguishable from the ages obtained on different facies of the Turfloop batholith, including porphyritic granodiorite (2777 ± 10 Ma and 2763 ± 15 Ma, Henderson *et al.*, 2000) as well as biotite monzogranite (2765 ± 7 Ma, Kröner *et al.*, 2000 and 2782 ± 13 Ma, Zeh *et al.*, 2009). Therefore, it can be reasonably concluded that both the Turfloop batholith and the Duiwelskloof biotite granites represented by sample DWK-06 are related to the same magmatic event. In other words, this means that at least some granitoids of the Duiwelskloof “batholith” can be considered as the eastern continuation of the Turfloop batholith.

On the other hand, the Duiwelskloof “batholith” also provided older ages, whose pattern is similar to that of the Goudplaats–Hout River gneiss suite. Indeed, in the range of analytical errors, the age of the deformed granodioritic gneiss DWK-04 (2941 ± 13 Ma) is the same as that of the, tonalitic gneiss HRG-1 (2953 ± 13 Ma). As well, the age of the biotite granite DWK-01 (2841 ± 10 Ma) is undistinguishable from that of sample HRG-2 (2836 ± 11 Ma). In addition, the granitoids from both units record zircon inheritance with ages ranging between 3100 and 3200 Ma. Furthermore, both couples of samples show identical petrographic features: DWK-04 and HRG-1 are deformed and slightly migmatized orthogneisses, whereas DWK-01 and HRG-2 are undeformed and equigranular biotite granites. Finally, zircon compositions from

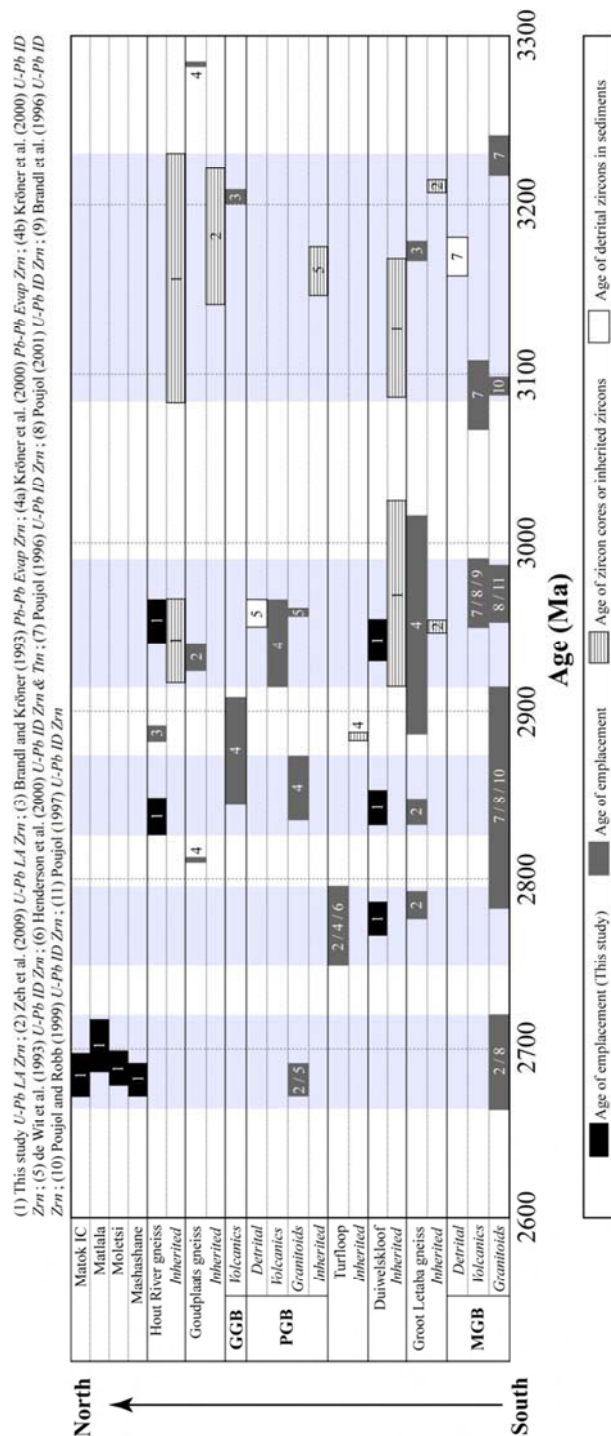
FIGURE 3.19 : Timeline for ages published so far in the northern Kaapvaal craton. Data are organized according to the geographic / structural position of dated samples, from south (bottom) to north (top). For more clarity, the Goudplaats–Hout River gneisses have been split in two units according to the former distinction (Goudplaats gneisses to the east of Polokwane, Hout River gneisses to the West of Polokwane; see Fig. 1). The light blue stripes refer to the five age clusters discussed in Section 5.2.1 (see text for details). Digits label the source of data as shown in the top of the timeline; ID = isotopic dilution; LA = laser ablation; Evap = zircon evaporation technique; Zrn = zircon; Ttn = titanite.

both units are relatively similar, with highly variable U concentrations (10–550 ppm) and typically magmatic Th/U ratios in the range 0.1–0.8 (Fig. 3.18).

Consequently, it appears that the Duiwelskloof batholith cannot be considered as a single individual and continuous granitoid intrusion. It rather represents a portion of the surrounding Groot Letaba gneiss suite, made up of deformed and variously migmatized granitoids emplaced at ~2950 Ma and subsequently deformed, partially molten and intruded by younger felsic melts at ~2840 Ma and ~2780 Ma. Accordingly, Zeh *et al.* (2009) reported ages of 2839 ± 8 Ma and 2784 ± 8 Ma, in two granitoid from the Groot Letaba gneisses that are similar within error to those of DWK-01 and DWK-06. Consequently, it appears that the Duiwelskloof and Groot Letaba granitoids belong to a unique gneiss unit that will be referred to as the Groot Letaba–Duiwelskloof unit in the rest of the article.

Meso- and Neoarchaeon evolution of the MNK terrane

Summary of successive magmatic events: Most available ages published so far from the MNK terrane are summarized in the timeline of Figure 3.19. It highlights five



groups of ages (light grey fields in Fig. 3.19):

(1) Before ~3000 Ma, the geochronological record is somewhat scattered, but most ages fall in the range 3100–3200 Ma and were obtained from samples of the gneiss units or greenstone belts. There is no clear age correlation between the different gneiss units. Hence, an

emplacement age of ~3171 Ma was obtained from a sample belonging to the Groot Letaba–Duiwelskloof gneisses (Kröner *et al.*, 2000) whereas granitoid gneisses from the Goudplaats–Hout River unit emplaced at ~3283 Ma (Kröner *et al.*, 2000) and ~3333 Ma (Brandl and Kröner, 1993), respectively. The two latter ages are significantly older than those obtained from zircon xenocrysts or cores from the samples dated in this study. This possibly indicates that the U–Pb system in inherited zircons might have suffered partial re-equilibration during younger magmatic events.

(2) Many data plot in the range 2910–2990 Ma, with most ages around 2950 Ma. These ages were reported in all gneiss units: Goudplaats–Hout River (this study; Zeh *et al.*, 2009) and Groot Letaba–Duiwelskloof (this study; Kröner *et al.*, 2000). As well, the same age pattern has been obtained from volcanic rocks and detrital sediments from both the Pietersburg (de Wit *et al.*, 1993; Kröner *et al.*, 2000) and Murchison (Brandl *et al.*, 1996; Poujol, 1997, 2001; Poujol *et al.*, 1996) greenstone belts. The only exception is the Giyani greenstone belt, where data are very scarce as they are only represented by two samples (Kröner *et al.*, 2000). As a result, the age of ~2950 Ma likely represents a major magmatic event throughout the northern Kaapvaal craton.

(3) Intrusion of generally equigranular and undeformed biotite granites occurred at 2810–2850 Ma, specifically around 2840 Ma. This age is mainly recorded in the gneiss units (Goudplaats–Hout River: this study; Kröner *et al.*, 2000; Groot Letaba–Duiwelskloof: this study; Zeh *et al.*, 2009) but the emplacement of the Melkboomfontein granite in the PGB (2853 ± 19/–18 Ma, Kröner *et al.*, 2000) is possibly related to the same event.

(4) The Turfloop batholith emplaced ~2780 Ma ago (Henderson *et al.*, 2000; Kröner *et al.*, 2000; Zeh *et al.*, 2009), together with some small massifs, dykes or stocks in the Groot Letaba–Duiwelskloof gneiss unit (represented by our sample

DWK-06). This magmatism is strictly located at the southern edge of the Pietersburg greenstone belt. Interestingly, a similar relationship exists between the Murchison greenstone belt and the Lekkersmaak granite that emplaced at the same time on its southern flank (J. Jaguin, personal communication) and shares petrographic features with the Turfloop granitoids (both being biotite- and occasionally muscovite-bearing leucogranites). Therefore, an episode of granitoid emplacement took place ~2780 Ma ago, specifically located in the southern edge

of both the Pietersburg and Murchison greenstone belts.

(5) The last magmatic event recorded so far is represented by intrusion of voluminous undeformed, high-K calc-alkaline metaluminous granitoids of the Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi plutons at 2670–2700 Ma (2685 Ma, in average). Those intrusions are located exclusively in the vicinity of the HRSZ that bounds the craton to the north and separates it from the SMZ granulites.

Tectonic evolution: Brandl and Kröner (1993) proposed that the northern Kaapvaal craton could have formed by amalgamation of discrete, small crustal blocks that underwent different geological histories before welding. This view is supported by the fact that age data older than 3000 Ma are scattered, with significant variations from a gneiss unit to another, which suggests that separate crustal blocks formed and evolved separately between 3400 and 2950 Ma. Such a conclusion is also supported by Sm–Nd model ages, ranging between 2950 and 3200 Ma (Kreissig *et al.*, 2000). By contrast, younger ages and in particular the clusters at ~2950 Ma and 2800–2850 Ma are recorded in all structural domains throughout the northern Kaapvaal. This demonstrates that the greenstone belts and gneiss units underwent a common geological history after ~2950 Ma. Such an assumption is also

supported by the similar petrographic and chemical features displayed by both the Goudplaats–Hout River and Groot Letaba–Duiwelskloof gneiss suites. As a result, we tentatively propose that the major amalgamation episode of the MNK domain occurred as soon as ~2950 Ma, and not between 2800 and 2900 Ma as initially suggested by Kröner *et al.* (2000).

Kröner *et al.* (2000) also assessed that a major deformation event occurred at about 2850 Ma in the Pietersburg and Murchison greenstone belts, as both the granitoids and volcanics emplaced at that time are described as syn-tectonic. This event likely occurred in the gneiss units as well, because the deformation appears as more intense and complex in the ~2950 Ma granitoids than in the ~2840 Ma-old ones. This is supported by the structural study of Jaguin *et al.* (2012) that consider a long-lived deformation event at that time, in relation to northwest-southeast directed shortening during accretion of the terrane along the northern edge of the Kaapvaal craton nucleus.

On the other hand, granitoids emplaced at ~2685 Ma constrain the tectonic activity associated with the Limpopo orogeny. Passeraub *et al.* (1999) bracketed the age of D₁ top-to-the-N thrusting between 2760 and 2700 Ma, while Kreissig *et al.* (2001) showed that the tectonic activity related to the D₂ top-to-the-S Hout River shear zone started around 2700 Ma. According to these results, the ~2685 Ma plutons emplaced after D₁ and roughly coeval with D₂. The Mashashane, Matlala and Moletsi granites intruded the Hout River gneisses and are always undeformed, indicating that D₂ did not affect the rocks of the Kaapvaal craton south of the Hout River shear zone. By contrast, some rocks from the Matok complex are deformed, and sometimes even mylonitized along shear zones (Bohlender *et al.*, 1992), showing that deformation related to the D₂ top-to-the-S thrusting was still active in the SMZ during and after the emplacement of the Matok complex.

In addition, the emplacement of these granitoids is coeval with granulite-facies metamorphism (M₂) in the SMZ that has been dated at 2691 ± 7 Ma (Kreissig *et al.*, 2001). If this age actually reflects the *P–T* peak of high-grade metamorphism, then the Matok pluton emplaced at conditions up to 9.5 kbar and 1000°C (at least, in granulite-facies conditions) whereas the Mashashane, Moletsi and Matlala plutons emplaced at pressures <6 kbar and temperatures <600°C (from maximal *P–T* conditions inferred for the footwall Kaapvaal craton by Kreissig *et al.*, 2001 and Perchuk *et al.*, 2000b) just a few tens of kilometers to the southwest. In order to juxtapose at the same crustal level two terranes with such contrasted *P–T* conditions at ~2690 Ma, the exhumation of the SMZ granulites (and the Matok pluton) along the Hout River shear zone necessarily lasted over a relatively wide time span *after* the emplacement of the granitoids. Such an interpretation is in good agreement with results of Kreissig *et al.* (2001) that assumed a long-lasting tectonic activity along the Hout River shear zone, between 2700 and 2600 Ma, and refutes the hypothesis of a very fast exhumation (~7 Ma) proposed by Barton *et al.* (1992).

Evolution of granitoid types: Our results also highlight a temporal evolution of magmatism in the northern Kaapvaal craton. Some major-element features of the dated samples are reported in Figure 12, together with data from the literature and unpublished analyses (Appendix 4).

Magmatic activity at ~2950 Ma occurred throughout the northern Kaapvaal (Fig. 3.19) and thus represents a major crust-forming event. Based on petrographic and chemical analyses of the dated samples, it is likely that this episode represents a main phase of TTG formation and associated volcanic activity. Indeed, samples HRG-1 and DWK-04 are both tonalitic to granodioritic gneisses, with molar $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ (A/CNK) ~1, low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.5) and mafic contents

($\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2 \sim 2 \text{ wt.}\%$) (Fig. 3.20). Those features are similar to most samples of TTG gneisses analyzed by Kreissig *et al.* (2000) in the northern Kaapvaal, as well as classical Archaean TTG series (Moyen, 2011).

Subsequently, the nature of granitoid magmatism significantly evolved from sodic to potassic affinities. Indeed, younger biotite granites (~ 2840 and ~ 2780 Ma, including Turfloop batholith) are characterized by similar Al saturation than older TTGs, but with higher $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (>0.5 , Fig. 3.20). As they usually contain inherited zircons with ages clustering around ~ 2950 Ma and 3000 – 3200 Ma, we suggest that they derive, at least partially, from melting of older TTG rocks from the area. This is in good agreement with field observations: those biotite granites are spatially associated with migmatized TTG gneisses of the Hout River, Goudplaats and GLD suites. In addition, this hypothesis has been already proposed by Henderson *et al.* (2000) regarding the petrogenesis of the Turfloop batholith.

Finally, the youngest Archaean intrusives (~ 2690 Ma-old Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi plutons) are metaluminous ($\text{A}/\text{CNK} = 0.7$ – 1.05), high-K calc-alkaline granitoids and encompass a wider range of SiO_2 content (55 – $75 \text{ wt.}\%$) with higher $\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ than older granitoids for the same level of silica saturation (Fig. 3.20). Those characteristics, together with the lack of inherited zircons, preclude their derivation exclusively by reworking of older crustal material and rather points to the involvement of a mantle-derived component. Therefore, they would represent a significant input of juvenile material to the continental crust in the northern Kaapvaal craton at the end of the Archaean.

3.3.6. Summary and conclusions

Our results of U–Pb dating on zircon grains from granitoids rocks in the northern Kaapvaal craton provide new insights on both the architecture and emplacement

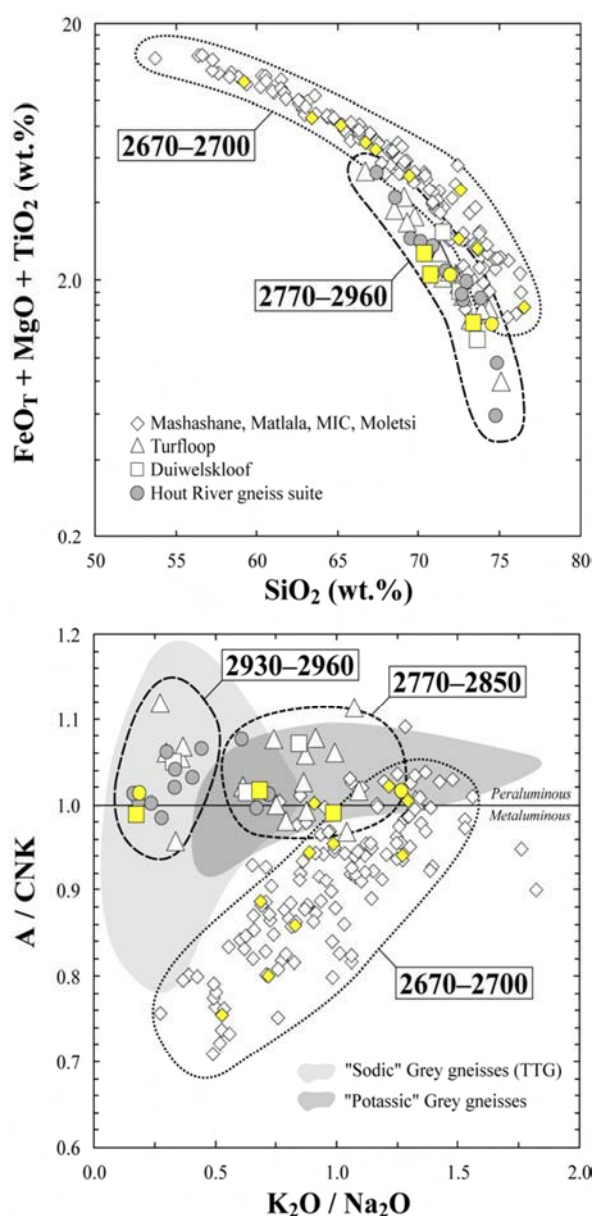


FIGURE 3.20 : Whole-rock major-element compositions of granitoid rocks in the northern Kaapvaal craton expressed by plots of $\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ vs. SiO_2 concentrations as well as A/CNK (molar $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio (data sources : Kreissig *et al.*, 2000 for Hout River gneiss suite, Henderson *et al.*, 2000 for Turfloop batholith and unpublished analyses from O. Laurent, for all other samples – data available on request). The compositional fields of “sodic” and “potassic” Archaean grey gneisses are from Moyen (2011). The three dashed fields represent three age clusters (labeled in Ma) deduced from our results (yellow points = dated samples) showing an evolution from sodic to potassic peraluminous, felsic magmatism and finally to metaluminous mafic–felsic suites.

history of granitoid complexes. Mashashane, Matlala, Moletsi plutons and the Matok complex emplaced in the range 2670–2700 Ma. The Mashashane and Moletsi intruded during relatively short time spans whereas age patterns of the Matlala pluton and MIC spread over more than 50 Ma, witnessing a long-lived thermal event associated with protracted magmatic or hydrothermal activity. Zircon grains from these rocks do not record any inheritance from older crustal material. By contrast, the granitoids from the Goudplaats–Hout River unit and Duiwelskloof area emplaced over more than 200 Ma, and inheritance of older phases in the younger ones is common. The age patterns from both units are very similar with two magmatic events at ~2950 Ma and ~2840 Ma, suggesting that they represent pieces of “basement” that underwent a polycyclic history all over the Meso- and Neoarchaeon, related to successive episodes of crust formation and *in situ* recycling. As a result, the so-called “Duiwelskloof batholith” should not be regarded as an individual batholith such as the Turfloop one, but rather as part of the Groot Letaba gneiss unit (renamed “Groot Letaba–Duiwelskloof”).

From a broader perspective, the Meso- and Neoarchaeon evolution of the MNK terrane can be reappraised at the light of our results. It was amalgamated and accreted on the northern edge of the Kaapvaal craton around ~2950 Ma, probably from several small crustal blocks that formed separately between ~3400 Ma and that time. Felsic magmatism at ~2950 Ma, represented by granitoid gneisses of TTG affinity as well as volcanic rocks in the greenstone belts, can be regarded as juvenile as supported by Nd model ages clustering around this value for most samples of the northern Kaapvaal (Kreissig *et al.*, 2000). Consequently, this magmatic event represents a major episode of crustal growth.

Recycling of previously emplaced lithologies occurred during ongoing

northwest-southeast directed shortening and associated pervasive deformation, recorded by the stress pattern of greenstones and gneisses older than 2800 Ma. Specifically, two magmatic episodes at ~2840 Ma and ~2780 Ma led to the emplacement of potassic and slightly peraluminous biotite granites as small, discrete bodies within the gneiss units (Duiwelskloof area and Hout River gneisses) or large-scale plutons or batholiths (Turfloop) associated with the greenstone belts.

Subsequently, the tectonic record significantly evolved, as structures associated with the Limpopo orogeny reveal a progressive focalization of the stress field along thrusts and shear zones. In addition, granitoids emplaced at that time (~2685 Ma) are clearly different from their older counterparts, as they bear a juvenile, mantle-derived component in their origin and thus significantly contributed to crustal growth. In addition, this magmatism is related to the onset of exhumation at the end of the Limpopo orogeny, and coeval intrusion of granitoids north and south of the Hout River shear zone at that time point to a relatively long-lasting exhumation of the SMZ granulites.

Acknowledgements

This project (PhD O.L.) is funded by a NRF/CNRS Scientific Cooperation program PICS number 4828 and by international program CNRS !Khure, both co-operated between France and South Africa. The ideas presented in this paper benefited from helpful discussion with J. Jaguin and M. Poujol. We are also grateful to the University of Stellenbosch (South Africa) for fieldwork assistance and funding, and in particular to G. Stevens for his support and his permission to study the Matok samples.

References

(see general bibliography ; voir la bibliographie générale)

Pour résumer le modèle tectonique proposé dans la Section 3.3.5, la structuration du bloc de Pietersburg (ou « *MNK terrane* ») est caractérisée par 5 étapes successives :

- (1) Entre 3300 et 3000 Ma, formation de petits blocs isolés de proto-croûte continentale (sans doute de manière assez similaire à ce qu'il s'est produit dans la région de Barberton entre 3700 et 3400 Ma).
- (2) Vers 2950 Ma, accréation et agglomération de ces petits blocs, le tout étant assemblé sur la marge nord du noyau paléoarchéen du Kaapvaal le long d'une zone de suture, aujourd'hui représentée par le TML et la ceinture de Murchison. Cet assemblage s'accompagne de la production massive de magmas felsiques (TTG).
- (3) Entre 2950 et 2800 Ma, déformation lente et continue, permettant l'acquisition des structures globalement orientées ENE–WSW. Cette déformation entraîne l'anatexie des roches les plus anciennes (notamment les TTG mis en place entre 3300 et 2950 Ma).
- (4) A partir de 2800 Ma, la réponse de la croûte au champ de contraintes a évolué significativement, puisque cette période est représentée par l'initiation de chevauchements, d'abord à vergence Nord-ouest entre 2800 et 2700 Ma, puis à vergence Sud entre 2700 et 2600 Ma. Cette phase tectonique est liée au début de la formation de la ceinture du Limpopo. Elle s'accompagne d'un métamorphisme important et d'un magmatisme très diversifié.

Les mécanismes tectoniques associés à la première phase « orogénique » (2950–2800 Ma) sont assez flous. Cependant, la nature de la déformation dans la ceinture de Murchison ainsi que dans les gneiss environnants (Jaguin *et al.*, 2012) indique qu'il s'agit d'un épisode tectonique très typique des orogènes archéens, caractérisées par une déformation lente, pénétrative, engendrant des structures verticales et associée à un épaississement crustal insignifiant. D'après ces interprétations, la structure de la ceinture elle-même résulterait de processus de type « sagduction » ; mais celles-ci sont remises en question par des études thermobarométriques (Block *et al.*, 2012) qui suggèrent plutôt que la ceinture de Murchison provient de l'assemblage tectonique de plusieurs domaines aux conditions métamorphiques contrastées, ce qui ressemblerait davantage à une zone de collision moderne. De même, par opposition à celle de Murchison, les ceintures de Pietersburg, Rhenosterkoppies et Giyani sont des fragments de séquences supracrustales très peu épais (0.5–2 km ; Kleywegt *et al.*, 1987 ; Stettler *et al.*, 1988 ; Passeraub *et al.*, 1999), représentant probablement des lambeaux allochtones chevauchant les gneiss plus anciens (Brandl *et al.*, 2006). Ainsi, il apparaît que le

bloc de Pietersburg est caractérisé à la fois par des processus tectoniques « typiquement archéens » et des mécanismes plus « modernes », qui ont soit coexisté, soit se sont succédés dans le temps. L'étude de l'évolution spatio-temporelle du magmatisme de ce secteur (voir le Chapitre 6) devrait permettre d'éclaircir quelque peu ce scénario.

3.4. La ceinture du Limpopo

3.4.1. Généralités

La ceinture du Limpopo a été, et est toujours, l'objet de nombreuses études car elle représente potentiellement l'une des plus anciennes (si ce n'est *la* plus ancienne !) chaînes de collision au monde (*e.g.* Roering *et al.*, 1992). Son architecture, décrite dans la section 3.1.2 et illustrée dans la Figure 3.21, indique très clairement qu'elle résulte de la collision entre les cratons du Zimbabwe, au Nord, et du Kaapvaal, au Sud.

Elle se distingue des deux cratons qu'elle sépare d'abord sur le plan structural. En effet, les cratons sont caractérisés par des terrains granito-gneissiques, englobant des ceintures de roches vertes continues sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres. Au contraire, la ceinture du Limpopo est caractérisée par une imbrication très complexe d'orthogneiss intensément déformés et de petits lambeaux de roches supracrustales dont la taille varie entre quelques mètres et quelques kilomètres, tout au plus. De même, la déformation y est beaucoup plus intense et complexe que dans les cratons adjacents ; par exemple, il est difficile d'y déceler une orientation préférentielle des structures à l'échelle cartographique (si ce n'est les grands cisaillements qui séparent les Zones Marginales de la Zone Centrale) comme cela peut être le cas au niveau des cratons.

D'autre part, sur le plan métamorphique, la plupart des roches de la ceinture du Limpopo ont été rééquilibrées en faciès granulites (pressions de 5 à 10 kbar et températures excédant 800°C), alors qu'au niveau des cratons, elles n'ont généralement pas dépassé les conditions des faciès schistes verts et amphibolite de bas degré ($P < 10$ kbar, $T < 650^{\circ}\text{C}$). Cette spécificité caractérise aussi bien les roches des Zones Marginales que celles de la Zone Centrale, mais, en ce qui concerne cette dernière, deux épisodes distincts en faciès granulites peuvent être distingués.

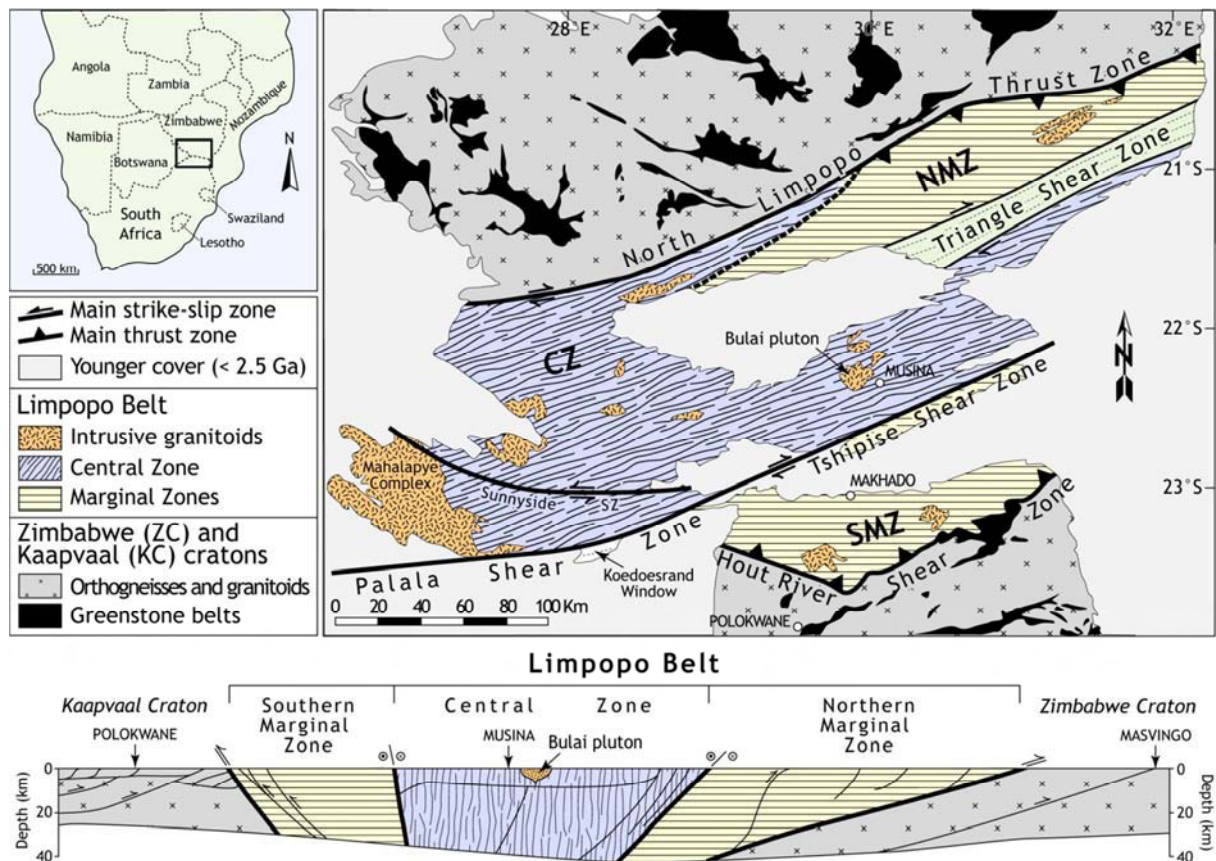


FIGURE 3.21 : Schéma structural et coupe à peu près Nord-Sud (dans une trajectoire entre Polokwane et le pluton de Bulai) de la Ceinture du Limpopo (d'après van Reenen et al., 2004 et van den Bergh & Huizenga, 2001).

Enfin, sur le plan lithologique, il apparaît que les deux Zones Marginales peuvent être considérées comme des équivalents « granulitiques » des roches des cratons adjacents (Zimbabwe pour la NMZ, Kaapvaal pour la SMZ ; voir Section 3.4.2) alors que les lithologies de la Zone Centrale ne trouvent leur équivalent dans aucun des deux cratons. Ce caractère « exotique » est très bien illustré par des données radiométriques, qui montrent que ce domaine présente des concentrations très élevées en Th et U, contrastant nettement avec la SMZ et le craton du Kaapvaal où ces deux éléments sont nettement moins concentrés (Andreoli *et al.*, 2003). Ces observations sont également confirmées par des signatures isotopiques de Pb très différentes entre ces deux terrains, le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ étant nettement plus élevé dans la Zone Centrale (Barton *et al.*, 1983).

3.4.2. Les Zones Marginales

Les lithologies des deux Zones Marginales sont essentiellement des orthogneiss et des métapélites. Dans la SMZ, les deux composants sont respectivement représentés par les gneiss de Baviaanskloof et le complexe supracrustal de Bandelierkop. Les premiers, dominants en volume, sont des gneiss enderbitiques (tonalites à orthopyroxène) déformés et migmatisés, alors que les roches supracrustales sont essentiellement des métapélites (quartz + plagioclase + orthopyroxène + grenat \pm biotite, cordiérite, K-feldspath, sillimanite, disthène) mais également des roches volcaniques ultramafiques et des BIFs métamorphisés en faciès granulites (Kramers *et al.*, 2006). Au niveau de la NMZ, les orthogneiss (enderbites et charnockites) sont encore plus abondants en termes de volume (~90%) et ne sont associés qu'à de rares lambeaux de granulites mafiques et de BIFs (Ridley, 1992 ; Berger *et al.*, 1995 ; Rollinson & Blenkinsop, 1995). Ces orthogneiss sont datés entre 2750 et 2625 Ma (Berger *et al.*, 1995) alors que dans la SMZ, ils sont nettement plus vieux (3300–2800 Ma ; Kröner *et al.*, 2000). Enfin, quelques plutons de granitoïdes (d'affinité sanukitoïde) sont intrusifs dans ces lithologies, en particulier dans la SMZ où les orthogneiss sont recoupés par le complexe syn- à post-tectonique de Matok, qui fait l'objet d'une partie de ce travail, et daté à ~2685 Ma (voir Section 3.3).

Dans les deux cas, les lithologies dominantes des Zones Marginales (orthogneiss et métapélites) représenteraient respectivement les équivalents, métamorphisés en faciès granulite, des terrains granito-gneissiques et des ceintures de roches vertes des cratons adjacents. D'abord supposée sur la base de considérations pétrographiques (Mason, 1973; du Toit *et al.*, 1983; van Reenen & Hollister, 1988), cette hypothèse a été confirmée par des études géochimiques (Figure 3.22). En effet, Kreissig *et al.* (2000) ont démontré que la composition chimique, la signature isotopique de Pb et les âges modèles (Nd) des orthogneiss et des métasédiments de la SMZ étaient respectivement identiques à ceux des TTG et des roches supracrustales du bloc de Pietersburg. De la même manière, les âges de résidence crustale et les rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des enderbites de la NMZ sont identiques à ceux des TTG du craton du Zimbabwe (Taylor *et al.*, 1991 ; Berger *et al.*, 1995).

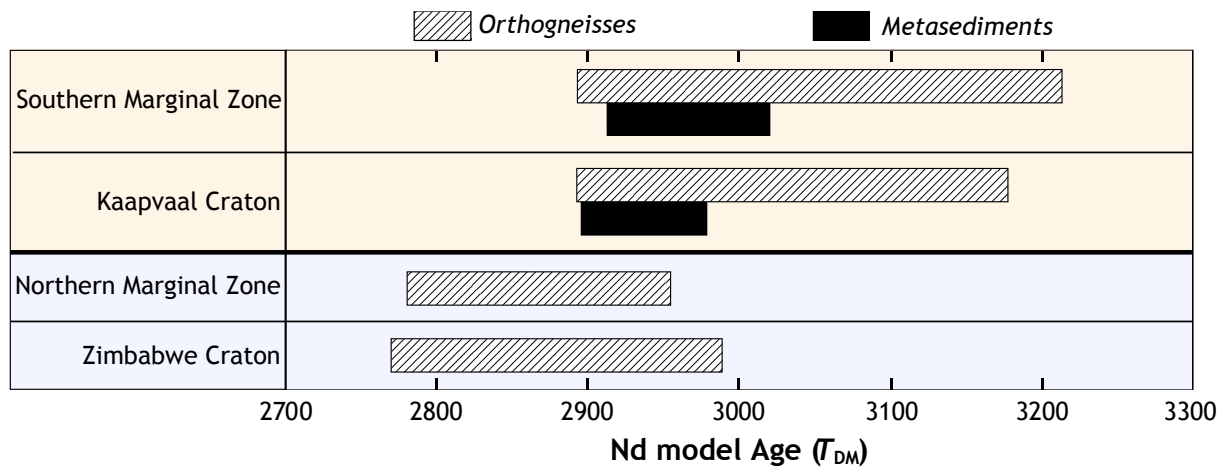


FIGURE 3.22 : Comparaison des âges modèles Nd entre les terrains de la SMZ et du craton du Kaapvaal d'une part (données de Kreissig et al., 2000), et ceux de la NMZ et du craton du Zimbabwe d'autre part (données de Berger et al., 1995 et Taylor et al., 1991, respectivement). Pour chaque couple de terrains, les âges modèles couvrent la même gamme, démontrant que les Zones Marginales représentent l'équivalent, métamorphisé en faciès granulites, de la croûte des cratons adjacents.

Chacune des deux Zones Marginales est séparée de son craton respectif par une zone de cisaillement à mouvement inverse, ou éventuellement transpressif, dont le pendage est orienté vers l'intérieur de la ceinture (Figures 3.21 et 3.23). Il s'agit de la zone de cisaillement de Hout River pour la SMZ (Smit *et al.*, 1992 ; Smit & van Reenen, 1997 ; Kreissig *et al.*, 2001) et de la zone de chevauchement du Nord-Limpopo (également appelée chevauchement d'Umlali), pour la NMZ (Rollinson & Blekinsop, 1995). Les structures dans la NMZ sont globalement homogènes et suivent une orientation ENE–WSW parallèle à l'allongement général de la ceinture du Limpopo (Ridley, 1992 ; Rollinson & Blekinsop, 1995). Elles sont globalement de même direction, mais un peu plus complexes, dans la SMZ où des couloirs de cisaillement mylonitiques, associés à la zone de chevauchement de Hout River (D_2), séparent des blocs moins déformés (Smit & van Reenen, 1997 ; Figure 3.23). Ces structures définissent un système de rampes frontales et latérales qui ont permis l'exhumation des granulites (Smit *et al.*, 2001). La première génération de structures (D_1) est associée à l'épisode de chevauchement à vergence Nord enregistré dans le bloc de Pietersburg (voir Section 3.3), mais n'est que très rarement préservée dans les roches de la SMZ.

Les estimations thermobarométriques sont peu nombreuses dans la NMZ, mais il semblerait que les granulites y aient été équilibrées autour de 800–900 °C et 8–9 kbar (Rollinson, 1989 ; Kamber & Biino, 1995). Le métamorphisme de la SMZ (Figure 3.24) est beaucoup mieux étudié. Il comprend un premier pic en faciès granulite (M_1), dont les

conditions sont comprises entre 8.5 et 9.5 kbar pour 850 à 1000°C (Van Reenen *et al.*, 1987; Stevens & van Reenen, 1992; Perchuk *et al.*, 1996, 2000a; Tsunogae *et al.*, 2004), ce qui fait de la SMZ un terrain de haute à ultra-haute température (UHT). Par la suite, les granulites ont été exhumées pendant l'épisode D₂, jusqu'à des conditions de l'ordre de 4–6 kbar pour 600–650°C (M₂), selon des chemins *P–T* différents en fonction de leur position vis-à-vis de la zone de cisaillement de Hout River (Perchuk *et al.*, 2000a ; Smit *et al.*, 2001). Dans le même temps, les roches situées de l'autre côté de celle-ci (c'est-à-dire, les granitoïdes et roches supracrustales du bloc de Pietersburg) ont subi un métamorphisme prograde jusqu'aux conditions *P–T* qui caractérisent M₂ (Smit *et al.*, 1992 ; Perchuk *et al.*, 2000b ; Figure 3.24). Ce couplage entre le métamorphisme enregistré par les roches de la SMZ et celles du craton du Kaapvaal démontre bien que les premières étaient chevauchantes sur les secondes. Ce chevauchement aurait d'ailleurs résulté en un processus de type « fer à repasser », provoquant la déshydratation des roches du craton et un transfert de fluides vers les granulites de la SMZ, contribuant à les réhydrater en faciès amphibolite (Kramers *et al.*, 2006).

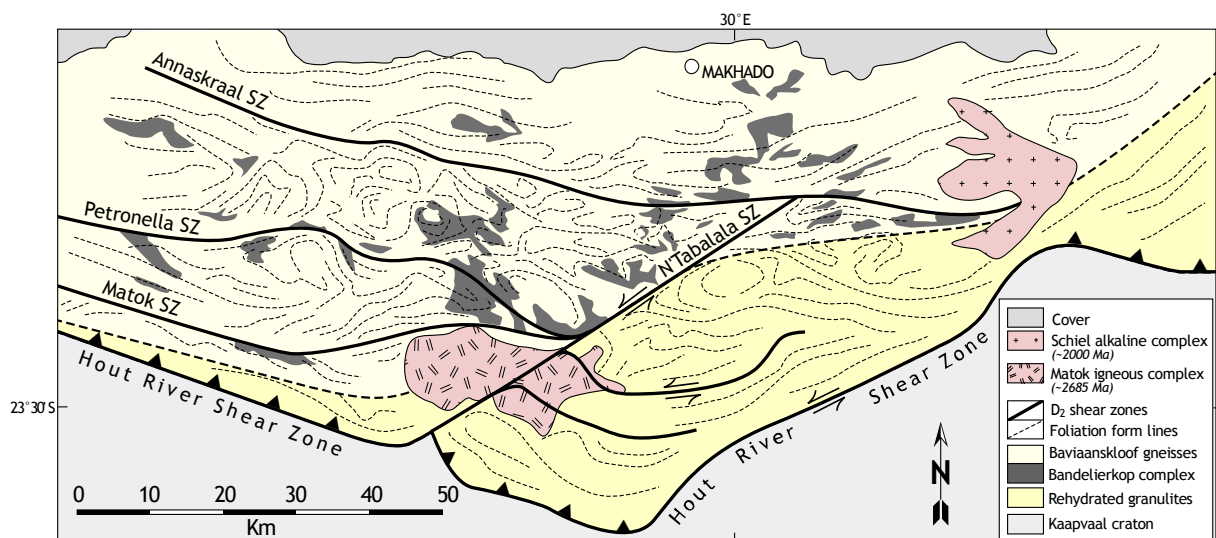


FIGURE 3.23 : Carte géologique et structurale de la SMZ (d'après Smit *et al.*, 2001).

L'évolution des Zones Marginales a été bien contrainte par les études géochronologiques. Dans la SMZ, l'âge du pic métamorphique M₁ serait de 2691 ± 7 Ma (Kreissig *et al.*, 2001), ce qui correspond à la fin de l'épisode de chevauchement D₁, daté entre 2700 et 2800 Ma au niveau du craton du Kaapvaal (de Wit *et al.*, 1992 ; Passeraub *et al.*, 1999). Quant à

l'exhumation, les âges des roches de part et d'autre de la zone de cisaillement de Hout River indiquent que celle-ci a fonctionné entre 2700 et 2600 Ma (Kreissig *et al.*, 2001), y compris celui du pluton de Matok (~2685 Ma ; voir Section 3.3) qui s'est mis en place au cours de l'épisode D₂. L'âge de la zone de chevauchement du Nord-Limpopo, accommodant le transport de la NMZ sur le craton du Zimbabwe, est quasiment identique puisque compris entre 2650 et 2575 Ma (Mkweli *et al.*, 1995 ; Blekinsop *et al.*, 2004). Le métamorphisme dans la NMZ n'est pas daté avec précision, mais d'après Ridley (1992), les orthogneiss de la NMZ ont cristallisé dans les conditions du faciès granulites, ce qui permet de contraindre l'âge du métamorphisme entre 2750 et 2625 Ma. Ainsi, l'évolution P - T - t des deux zones marginales est très similaire, avec un seul pic métamorphique en faciès granulites d'âge tardi-archéen (~2700 Ma) suivie d'une histoire d'exhumation relativement rapide (≤ 100 Ma).

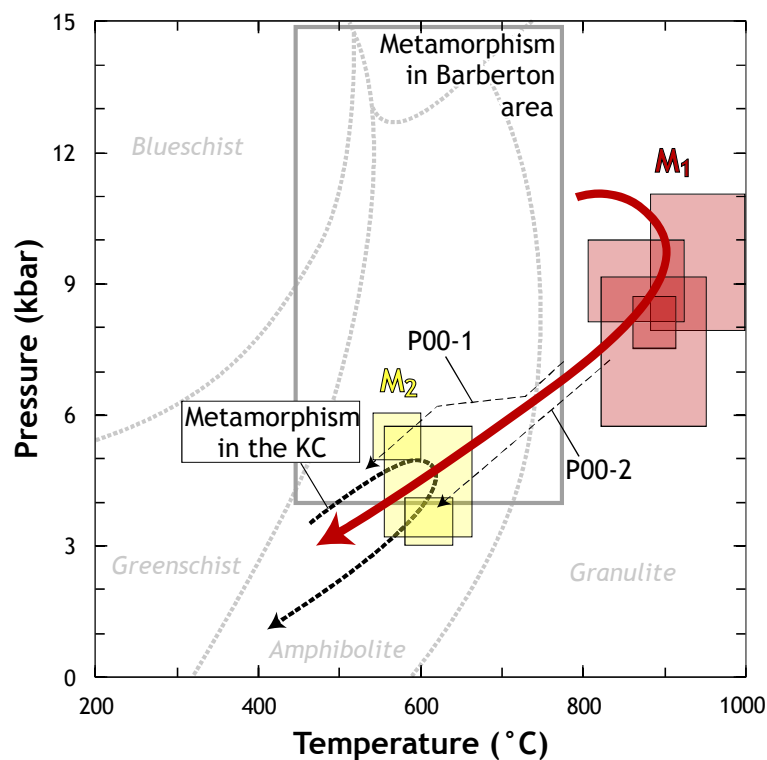


FIGURE 3.24 : Chemin P - T des granulites de la SMZ déduites des estimations thermobarométriques du pic de métamorphisme (M_1) et des conditions d'exhumation (M_2). Les flèches nommées P00-1 et P00-2 correspondent aux deux trajets d'exhumation définis par Perchuk *et al.* (2000a). Le chemin métamorphique des roches du craton du Kaapvaal, dont le pic est contemporain de l'épisode M_2 et présente les mêmes conditions P - T , est également indiqué. Sources des données : van Reenen *et al.* (1987) ; Stevens *et al.* (1992) ; Tsunogae *et al.* (2004) ; Perchuk *et al.* (2000a,b). Pour comparaison, les conditions métamorphiques de la région de Barberton (voir Section 3.1) sont reportées : elles correspondent à des gradients de plus basse température et de plus haute pression.

3.4.3. La zone centrale

Comme déjà évoqué dans la Section 3.4.1, les lithologies de la Zone Centrale ne peuvent en aucun cas être associées au craton du Kaapvaal. A la rigueur, leurs signatures isotopiques de Pb sont plus proches de celle de la croûte du craton du Zimbabwe (Taylor *et al.*, 1991 ; Berger & Rollinson, 1997), mais les associations lithologiques qu'on y trouve ne ressemblent en rien à celles de ce craton. Elles consistent essentiellement en des roches supracrustales métamorphisées en faciès granulites : quartzites, BIFs, métapélites, marbres et gneiss quartzo-feldspathiques regroupés collectivement sous le nom de complexe de Beit Bridge (BBC pour *Beit Bridge Complex*). Les gneiss quartzo-feldspathiques, aussi appelés gneiss de Singelele (Söhnge, 1946), représentent aussi bien des liquides anatectiques (Figure 3.25a) que les équivalents métamorphiques de roches volcaniques felsiques ou de sédiments terrigènes (grès, arkoses). Ces lithologies ont été subdivisées en trois groupes lithostratigraphiques (du plus jeune au plus vieux, les groupes de Mont Dowe, Malala Drift et Gumbu), mais leur individualité et leur continuité ne sont pas prouvées étant donné que toutes ces roches ont subi une déformation intense et particulièrement complexe. Cette difficulté à définir une stratigraphie cohérente dans le BBC est bien illustrée par la gamme d'âge extrême obtenue à partir de ses constituants, qui s'étale sur plus d'un milliard d'années (3300–2200 Ma ; Barton & Sergeev, 1997 ; Jaekel *et al.*, 1997 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Buick *et al.*, 2003). Le BBC ne peut donc pas être considéré comme une unique séquence supracrustale métamorphisée, mais représente plutôt plusieurs cycles de sédimentation successifs.

Le BBC est intrudé par la suite de Messina, un complexe mafique à ultramafique lité constitué de méta-anorthosites et de métagabbros dont l'âge est compris entre 3100 et 3200 Ma (Barton *et al.*, 1979 ; Barton, 1996). Cette suite est associée aux gneiss de Sand River (Figure 3.25b), une spectaculaire formation d'orthogneiss rubanés, hétérogènes et de composition TTG (Fripp, 1983 ; Hofmann *et al.*, 1998). Ces gneiss sont datés entre 3410 et 3170 Ma (Retief *et al.*, 1990 ; Tsunogae & Yurimoto, 1995 ; Jaekel *et al.*, 1997 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Zeh *et al.*, 2007, 2010), une gamme d'âges comparable à celles de leurs âges modèles Nd (3400–3100 Ma ; Harris *et al.*, 1987), indiquant qu'ils représentent un fragment de croûte archéenne juvénile. Certains auteurs considèrent que les gneiss de Sand River constituent le socle sur lequel se sont déposés les sédiments du BBC (Fripp, 1983 ; Barton *et al.*, 1983 ; Kramers *et al.*, 2006), alors que d'autres proposent qu'ils y sont intrusifs (Hofmann

et al., 1998). Il est très difficile de départager ces hypothèses tant les relations entre les deux formations sont complexifiées par la déformation.

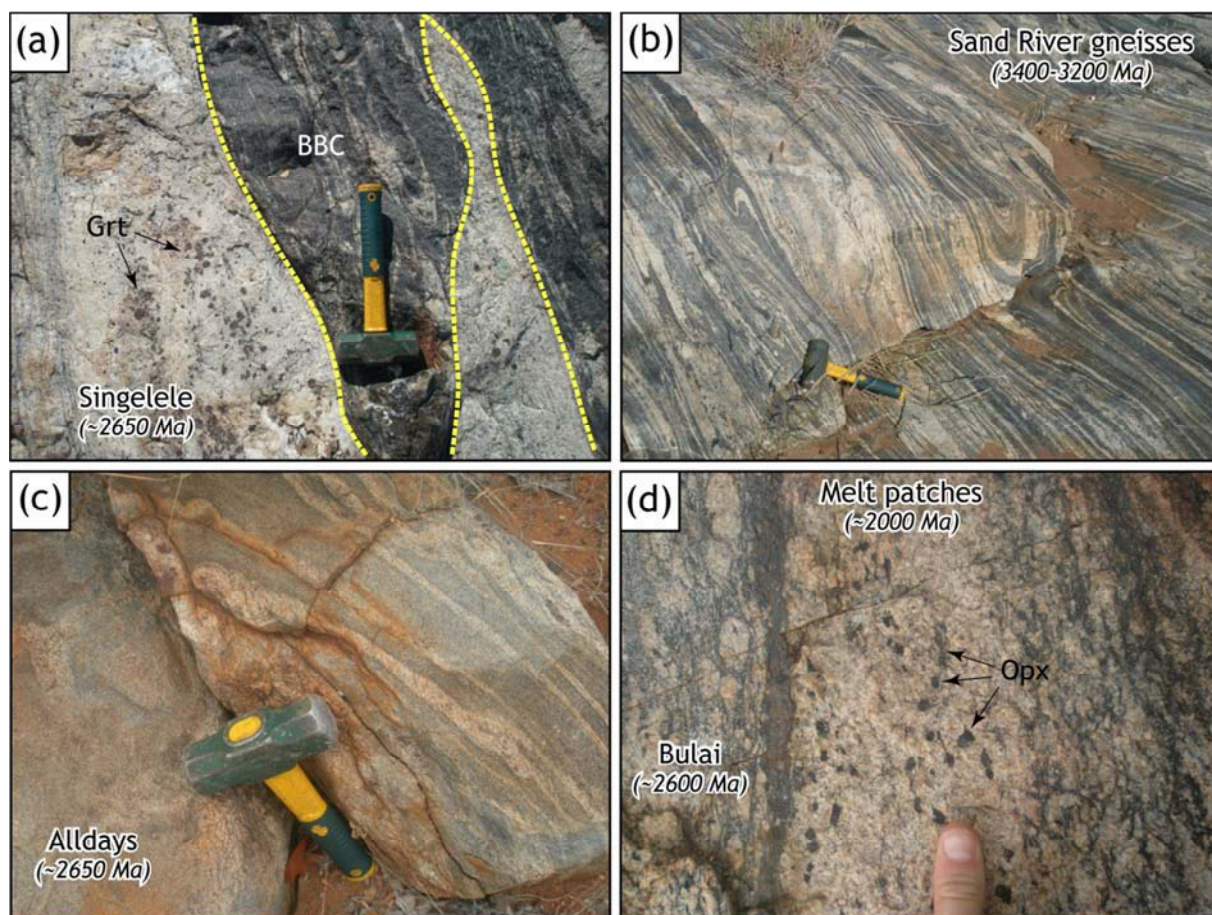


FIGURE 3.25 : Les granitoïdes représentatifs du magmatisme dans la Zone Centrale : (a) métapélites du complexe de Beit Bridge (BBC) recoupées par un filon de gneiss de Singelele contenant des cristaux centimétriques de grenat (Grt) ; (b) gneiss rubanés de Sand River (de composition TTG) ; (c) gneiss tonalitiques d'Alldays ; (d) Filon de leucogranite non déformé, d'âge protérozoïque et contenant de l'orthopyroxène (Opx) péritectique, développé dans le pluton de Bulai en marge de celui-ci. (Photos : O. Laurent)

Enfin, un certain nombre de granitoïdes sont intrusifs dans le BBC, en particulier un ensemble de magmas tonalitiques connus sous le nom de gneiss d'Alldays (Brandl, 1990), de Zanzibar (Barton & Key, 1981) ou de Verbaard (Jaeckel *et al.*, 1997 ; Hofmann *et al.*, 1998), selon la localisation (Figure 3.25c). Ces matériaux sont tous datés entre 2625 et 2670 Ma (Jaeckel *et al.*, 1997 ; Kröner *et al.*, 1999). Le pluton sanukitoïde de Bulai, qui fait l'objet d'une partie de ce travail (Chapitre 4), s'est mis en place peu de temps après, entre 2610 et 2580 Ma (Barton *et al.*, 1994 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Zeh *et al.*, 2007 ; cette étude). Par ailleurs,

de nombreux filonnets, lentilles et petites intrusions de leucogranites non déformées (Figure 3.25d), présents dans la plupart des lithologies de la Zone Centrale, ont été datés entre 2050 et 2000 Ma (Jaekel *et al.*, 1997 ; Holzer *et al.*, 1998 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Zeh *et al.*, 2007, 2010). Cet âge est identique à celui du complexe magmatique de Mahalapye, au Botswana (2023 ± 7 Ma ; McCourt & Armstrong, 1998).

Structuralement, la Zone Centrale est délimitée par deux zones de cisaillement subverticales qui la séparent des Zones Marginales (Triangle au Nord, Palala-Tshipise au Sud ; voir Figure 3.21). Celles-ci se distinguent des chevauchements bordiers de la ceinture du Limpopo par une forte composante en décrochement et des âges non pas tardi-archéens mais paléoprotérozoïques, compris entre 2050 et 1900 Ma (Kamber *et al.*, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998, 1999). D'autre part, la Zone Centrale est affectée par une déformation extrêmement complexe, sous la forme : (1) d'une foliation subverticale dont l'orientation change à toutes les échelles ; (2) de zones de cisaillement orientées globalement Nord–Sud, parfois nommées « *cross-folds* » dans la littérature (structures de Baklykraal et Campbell, notamment ; Figure 3.26) et (3) des structures fermées interprétées comme étant des plis en fourreau (structures d'Avoca et de Bellevue) (Kramers *et al.*, 2006 ; van Reenen *et al.*, 2008 ; Figure 3.26). On en sait assez peu sur ces structures, et en particulier sur leurs âges ; par exemple, certains plis en fourreau se sont développés à l'Archéen (structure d'Avoca : 2598 ± 31 Ma ; Boshoff, 2004), d'autres au Paléoprotérozoïque (structure d'Ha-Tshansi : 2000–2030 Ma ; Holzer *et al.*, 1998). La plupart des zones de cisaillement sont datées aux alentours de 2000 Ma (Holzer *et al.*, 1998 ; Boshoff, 2004), suggérant que la majorité des structures se sont formées au Protérozoïque (Kramers *et al.*, 2006). Mais il est également possible que ces âges ne reflètent que la réactivation, vers ~ 2000 Ma, de structures plus anciennes (Boshoff *et al.*, 2006).

Les roches de la Zone Centrale sont polymétamorphiques et se distinguent en cela de celles des zones marginales. En particulier, il est possible de distinguer trois événements métamorphiques d'âges bien distincts :

- (1) Les gneiss de Sand River contiennent des leucosomes datés à ~ 3140 Ma (Holzer *et al.*, 1998 ; Zeh *et al.*, 2007), démontrant que ces roches ont atteint les conditions de l'anatexie à cette époque. Aucun chemin P – T n'est disponible pour cet événement (appelé M_1), mais étant donné la composition tonalitique des gneiss, la température a sûrement dépassé 700°C pour permettre leur fusion partielle (si celle-ci a eu lieu en présence d'eau).

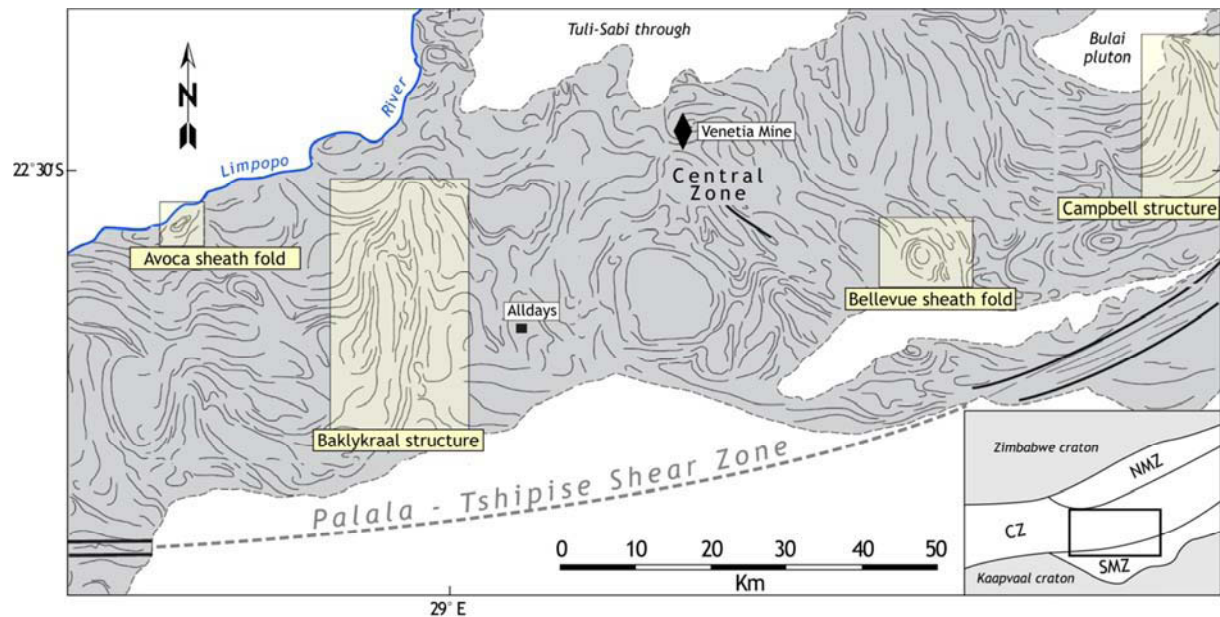


FIGURE 3.26 : Carte des foliations dans la Zone Centrale (van Reenen et al., 2004). Noter l'allure chaotique de celle-ci, qui contraste avec les structures linéaires qu'on observe à l'approche de la zone de cisaillement de Palala-Tshipise marquant la limite avec la SMZ. Les grandes structures citées dans le texte sont également indiquées.

- (2) Les gneiss quartzo-feldspathiques de Singelele sont datés entre 2690 et 2550 Ma (Jaekel *et al.*, 1997 ; Kröner *et al.*, 1999) et représentent des leucosomes et petits corps intrusifs provenant de la fusion *in situ* des métapélites du BBC (Hofmann *et al.*, 1998 ; Kramers *et al.*, 2006). Cet épisode d'anatexie indique clairement qu'elles ont subi un métamorphisme de haute température (M_2) à la fin de l'Archéen. Plus précisément, des métapélites préservées en xénolithes au sein du pluton de Bulai sont caractérisées par des assemblages minéralogiques équilibrés dans des conditions $P-T$ de 8–9 kbar et $\sim 850^\circ\text{C}$ (Millonig *et al.*, 2008), ce qui correspond au faciès granulites (Figure 3.27a). De plus, cet événement a été daté à 2644 ± 8 Ma par la méthode U–Pb sur monazite (Millonig *et al.*, 2008), ce qui est très cohérent avec l'âge des gneiss de Singelele (Figure 3.28). Cet âge est également enregistré dans les gneiss de Sand River, dont les zircons semblent avoir été perturbés autour de 2650 Ma (Zeh *et al.*, 2010).

- (3) De très nombreux âges, provenant de minéraux syn-cinématiques ou de poches de liquides non déformées, s'étalent entre 2000 et 2050 Ma (Jaekel *et al.*, 1997 ; Holzer *et al.*, 1998, 1999 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Schaller *et al.*, 1999 ; Chavagnac *et al.*, 2001 ; Buick *et al.*, 2003 ; Zeh *et al.*, 2007, 2010 ; Figure 3.28), montrant l'existence d'un épisode métamorphique au Paléoprotérozoïque (M_3). Les conditions estimées pour celui-ci sont celles

du faciès granulites, entre 9 et 11 kbar pour 800 à 900°C, suivies d'une décompression et d'un refroidissement jusqu'à 3–5 kbar et 600–700°C (compilations dans Boshoff *et al.*, 2006 et Kramers *et al.*, 2006) (Figure 3.27a).

Ce polymétamorphisme fait actuellement l'objet d'une controverse majeure. En effet, l'étude thermo-barométrique des granulites de la Zone Centrale ne met en évidence qu'un seul chemin P – T , apparemment continu (Figure 3.27a), alors que les données géochronologiques se répartissent en deux groupes d'âges distincts, l'un tardi-archéen, l'autre paléoprotérozoïque (Figure 3.28). Ainsi, l'un des deux groupes d'âges ne serait qu'un « artefact » associé à un événement purement thermique et ne correspondant pas à un cycle tectono-métamorphique majeur. La difficulté à dater les structures de la Zone Centrale, qui elles aussi présentent des âges à la fois archéens et protérozoïques, ne permet pas d'éclaircir le problème.

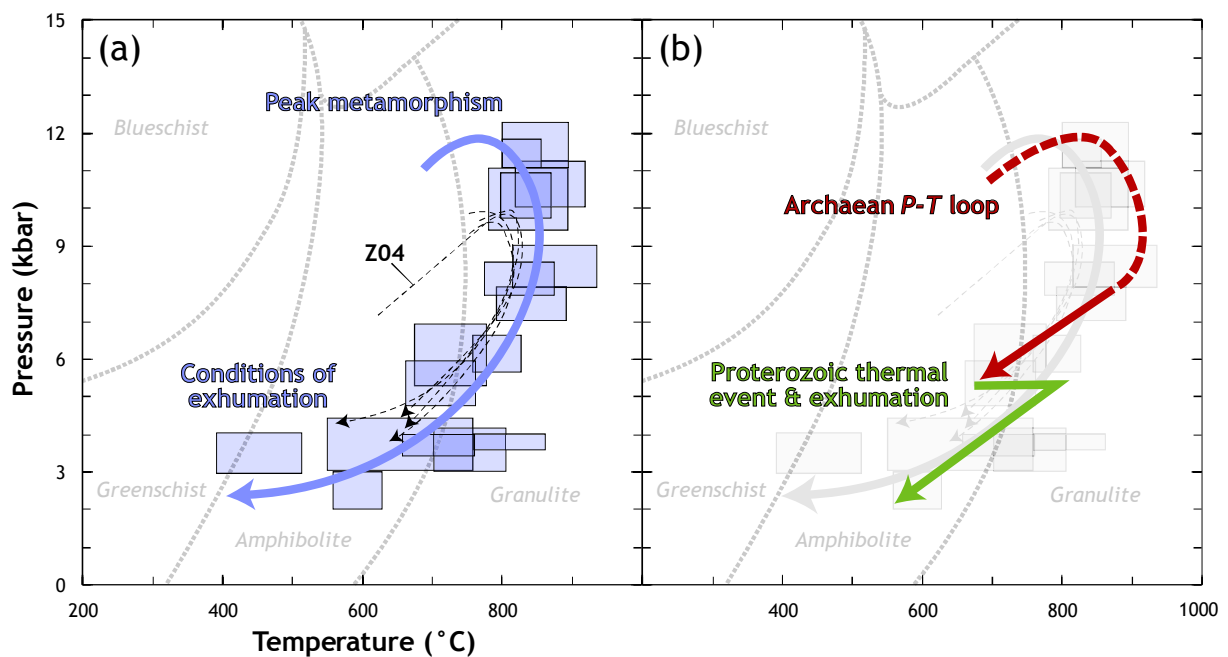


FIGURE 3.27 : (a) Compilation des données P – T obtenues sur les granulites de la Zone Centrale (d'après la compilation de Kramers *et al.*, 2006) ; les chemins notés « Z04 » correspondent aux évolutions P – T déduites à partir de pseudosections (Zeh *et al.*, 2004). (b) Evolution temporelle des conditions P – T , avec un épisode archéen suivi d'un épisode protérozoïque, déduites de l'étude de certains échantillons polymétamorphiques de la Zone Centrale (Perchuk *et al.*, 2008 ; van Reenen *et al.*, 2008).

Néanmoins, certains auteurs ont récemment proposé une solution à cette controverse après avoir mis en évidence, au sein d'un même échantillon, l'enregistrement de deux épisodes métamorphiques : un pic à ~850°C et ~9 kbar, suivi d'une décompression et d'un

refroidissement, puis d'un « réchauffement isobarique » pour atteindre à nouveau les conditions du faciès granulite (van Reenen *et al.*, 2004 ; Boshoff *et al.*, 2006 ; Perchuk *et al.*, 2008 : Figure 3.27b). La datation de chaque épisode indique que le premier est d'âge tardi-archéen (~2625 Ma), et le second d'âge paléoprotérozoïque (~2025 Ma) (van Reenen *et al.*, 2008). D'après ces auteurs, le pic métamorphique « principal » en faciès granulites aurait donc eu lieu à la fin de l'Archéen (M₂), et serait par ailleurs associé au développement de la foliation régionale et des plis en fourreau. L'épisode métamorphique paléoprotérozoïque (M₃), quant à lui, serait contemporain du développement des zones de cisaillement orientées Nord-Sud et ENE-WSW (Perchuk *et al.*, 2008 ; van Reenen *et al.*, 2008) et aurait eu lieu à plus basse pression (Figure 3.27b).

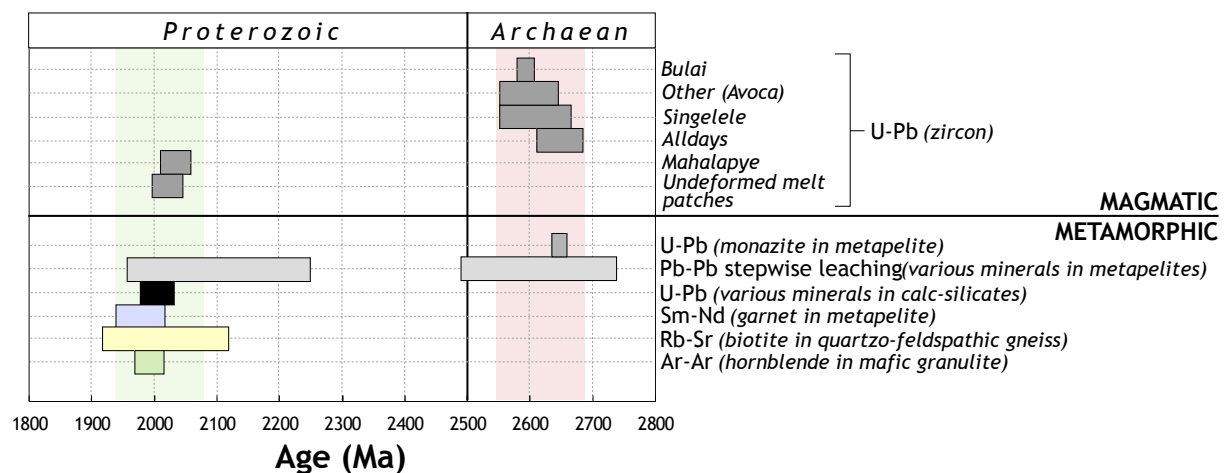


FIGURE 3.28 : Compilation simplifiée de données géochronologiques obtenues sur les lithologies de la Zone Centrale (d'après Kramers *et al.*, 2006) mettant en lumière l'existence de deux épisodes métamorphiques à la fin de l'Archéen (2550–2700 Ma) et au Paléoprotérozoïque (1950–2050 Ma). La distinction a été faite entre les âges magmatiques (partie supérieure) et les âges provenant de minéraux métamorphiques (partie inférieure).

3.4.4. Deux schémas d'évolution possibles

Nul ne doute que la ceinture du Limpopo représente une zone de collision entre le craton du Kaapvaal et celui du Zimbabwe. D'après les études tirées principalement des Zones Marginales, il apparaît qu'il pourrait s'agir d'une collision continent-continent de type « Himalayen » (Roering *et al.*, 1992). Cependant, cette interprétation est remise en question par l'absence d'un métamorphisme de haute pression (les granulites de toute la ceinture n'enregistrent pas des pressions supérieures à ~10 kbar, soit ~30 km) et, même si les Zones

Marginales sont chevauchantes sur leur craton respectif, ces structures ne sont en rien comparables aux grandes nappes de charriage qui accommodent la déformation dans les orogènes modernes. Par contre, il est tout à fait vraisemblable que la collision représentée par la ceinture du Limpopo soit un intermédiaire entre les orogénèses « ultra-chaudes » de l'Archéen et les orogénèses « froides » caractérisant les chaînes de montagnes modernes (voir Chardon *et al.*, 2009 et Section 1.3.2). Dans ce contexte, l'exhumation des granulites serait associée à un ré-équilibre gravitaire après un épaississement crustal modéré (van Reenen *et al.*, 1987 ; Gerya *et al.*, 2000). D'ailleurs, la croûte continentale de la ceinture du Limpopo présente toujours une épaisseur anormalement élevée par comparaison aux cratons voisins (voir Section 3.1.1 et Figure 3.3), ce qui est en bon accord avec ce modèle.

Si le processus géodynamique responsable de la formation de la ceinture est relativement consensuel, il n'en est pas de même en ce qui concerne son âge. Ainsi, les modèles actuellement développés pour rendre compte des observations résumées dans les deux dernières sections peuvent être séparés en deux groupes :

- Des modèles où la ceinture du Limpopo représente la collision entre les cratons du Kaapvaal et du Zimbabwe au Paléoprotérozoïque (Barton *et al.*, 1994 ; Kamber *et al.*, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998, 1999 ; Schaller *et al.*, 1999) ;
- D'autres où cette collision serait plutôt d'âge tardi-archéen (van Reenen *et al.*, 1987, 2008 ; Roering *et al.*, 1992 ; McCourt & Armstrong, 1998 ; Boshoff *et al.*, 2006 ; Perchuk *et al.*, 2008).

Dans le détail, chaque modèle souffre de lacunes qui restent difficiles à expliquer, même à la lumière des études les plus récentes. En particulier, si la collision a eu lieu au cours du Protérozoïque, il reste à expliquer pourquoi les Zones Marginales se sont mises en place simultanément, à la fin de l'Archéen (~2700 Ma), en chevauchant leur craton respectif selon une symétrie qui peut difficilement être acquise par hasard. Toutefois, si l'âge de la Zone Centrale est principalement tardi-archéen, il est difficile d'envisager que l'épisode paléoprotérozoïque n'ait absolument pas affecté les Zones Marginales (ce qui semble être le cas, mis à part un rejeu en faciès schistes verts du chevauchement Nord-Limpopo ; Kamber *et al.*, 1995), et il reste à comprendre quelle en est la cause. Ces problèmes n'ont toujours pas été résolus à l'heure actuelle, aussi les deux interprétations sont-elles toujours envisageables.

Chapitre 4

Pétrogenèse des sanukitoïdes : le pluton de Bulai

Plusieurs suites sanukitoïdes sont connues dans le craton du Kalahari. Au Botswana, il s'agit des complexes magmatiques de Tati (Kampunzu *et al.*, 2003) et de Selkirk (Zhai *et al.*, 2006) associés à la ceinture de roches vertes de Francistown, au Sud-ouest du craton du Zimbabwe. La suite de Phikwe, au sein de la ceinture du Limpopo, est vraisemblablement de même affinité (A. Zeh, communication personnelle). En Afrique du Sud, ces objets ne sont représentés que par le pluton tardi-archéen (~2600 Ma) de Bulai, intrusif dans la Zone Centrale de la Ceinture du Limpopo, dont les caractéristiques chimiques (Holzer, 1995) attestent de son affinité sanukitoïde, mais dont la pétrogenèse demeure encore très mal connue.

Ce chapitre a pour but de présenter et de discuter l'origine des sanukitoïdes *au sens strict*, c'est-à-dire, tels que répondant à la définition proposée par Heilimo *et al.* (2010) (par opposition aux « sanukitoïdes *marginaux* » ; voir la discussion dans les Sections 2.1 et 2.4), au travers de l'étude du pluton de Bulai. Celle-ci s'articule autour de deux thèmes : d'une part, la nature de la source mantellique des sanukitoïdes, et d'autre part les mécanismes de leur différenciation au sein de la croûte continentale. Chacun de ces thèmes fait l'objet d'une publication, la première parue dans *Lithos* (n°123, vol. 1–4, pp. 73–91) et la seconde dans *Precambrian Research* (doi : 10.1016/j.precamres.2012.07.004). L'origine mantellique des sanukitoïdes est également discutée sur la base d'une modélisation géochimique ayant pour but d'expliquer la dichotomie entre *low-* et *high-Ti sanukitoids* (Section 4.3).

4.1. Caractérisation géologique du pluton de Bulai

Cette section vise à familiariser le lecteur avec le contexte structural, l'âge et la pétrographie du pluton de Bulai, ainsi qu'avec les conditions de sa mise en place. Elle s'appuie en grande partie sur les travaux de Holzer (1995) ainsi que sur le mémoire de Master 2 de l'auteur (Laurent, 2009).

4.1.1. Présentation générale

Le pluton de Bulai est intrusif dans les métasédiments du complexe de Beit Bridge (BBC ; voir Section 3.4.3), et représente un complexe constitué de plusieurs corps magmatiques s'étalant sur plus de 50 km à cheval sur la frontière entre l'Afrique du Sud et le Zimbabwe. Il est principalement constitué de roches granitiques porphyroïdes (Watkeys, 1983, 1984). Le massif principal est situé du côté sud-africain et affleure sur plus de 200 km² au Nord-ouest de Musina (Figure 4.1). Ce massif a fait l'objet de plusieurs études de datation absolue, en tant qu'important marqueur chronologique de l'histoire tectono-métamorphique de la Zone Centrale. Il présente en effet des phases magmatiques à orthopyroxène (enderbites *s.l.*) interprétées comme ayant cristallisé dans les conditions du faciès granulites (Watkeys, 1984 ; Barton *et al.*, 1994 ; Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998), ainsi que des enclaves anguleuses de métapélites du BBC, dans lesquelles sont préservés une foliation et des leucosomes concordants avec celle-ci (Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998). Par conséquent, un âge minimal pour ce métamorphisme et ces structures peut être directement déduits de la datation du pluton de Bulai.

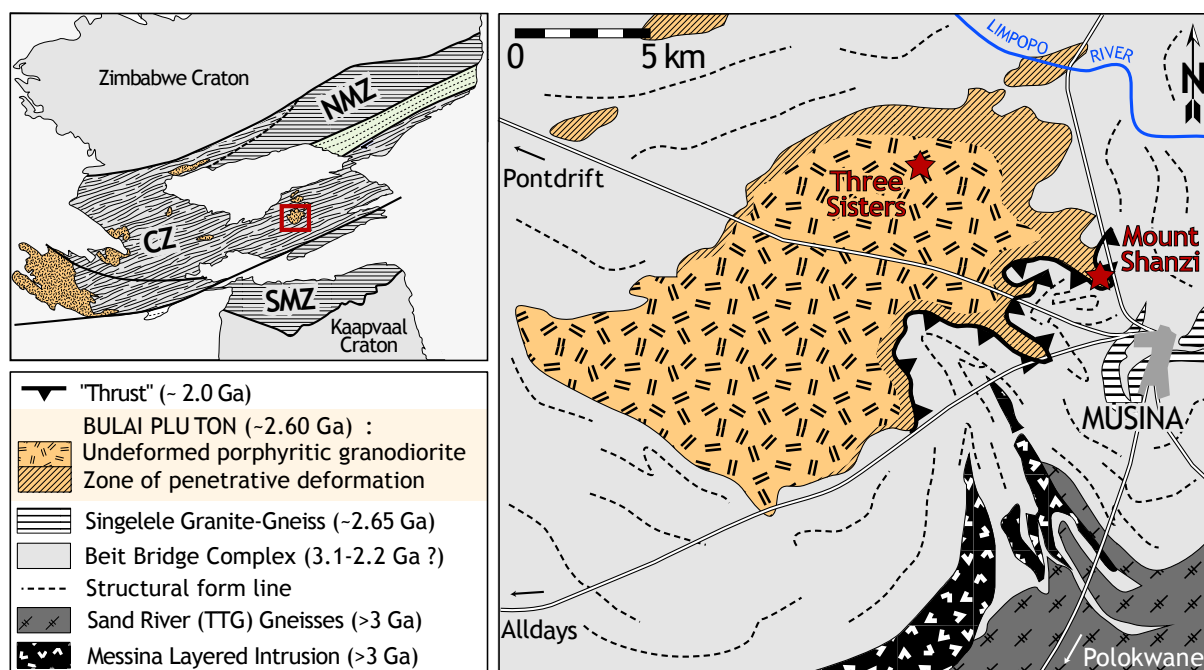


FIGURE 4.1 : Carte géologique simplifiée du pluton de Bulai, modifiée d'après Millonig et al. (2008).

Les résultats de ces études géochronologiques sont résumés dans le Tableau 4.1. A la lumière de ceux-ci, il apparaît que l'âge de mise en place du pluton de Bulai est relativement mal contraint, puisque s'étalant entre 2619 et 2568 Ma, en tenant compte des incertitudes analytiques (Barton *et al.*, 1994 ; Kröner *et al.*, 1999 ; Zeh *et al.*, 2007). D'après Zeh *et al.* (2007), les âges les plus jeunes (<2590 Ma) seraient uniquement liés à l'analyse de zircons ayant subi une perte de Pb, et l'intrusion du pluton de Bulai aurait donc eu lieu autour de 2600–2610 Ma. Quoi qu'il en soit, ces données mettent en évidence que le pluton est légèrement postérieur à l'épisode tectono-métamorphique tardi-archéen (M₂/D₂ ; voir Section 3.4.3) ayant affecté la Zone Centrale et daté à 2644 ± 8 Ma (Millonig *et al.*, 2008). De plus, les granitoïdes de Bulai ont clairement enregistré un événement de déformation subsolidus et de métamorphisme (Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998 ; Laurent, 2009), qui, d'après les données géochronologiques, correspond vraisemblablement à l'épisode paléoprotérozoïque (M₃/D₃) daté à ~2000 Ma.

Âge	Faciès daté	Méthode	Référence
2572 ± 4 Ma	Granite	U–Pb zircon (ID-TIMS)	Barton <i>et al.</i> (1994)
2605 ± 2 Ma	Enderbite	U–Pb zircon (ID-TIMS)	Barton <i>et al.</i> (1994)
2587.1 ± 0.4 Ma	Enderbite	U–Pb zircon (SHRIMP)	Kröner <i>et al.</i> (1999)
2612 ± 7 Ma	Granite	U–Pb zircon (LA-ICP-MS)	Zeh <i>et al.</i> (2007)

TABLEAU 4.1 : *Compilation des âges obtenus sur différents échantillons du pluton de Bulai (Laurent, 2009) et publiés avant la présente étude.*

4.1.2. Lithologies et structures

Le pluton de Bulai affleure assez bien, notamment sous forme d'inselbergs proéminents (localement appelés *koppies*⁴). C'est en particulier le cas de l'inselberg des « *Three Sisters* », constitué de trois dômes de granitoïdes accolés les uns aux autres, et où les structures typiques du cœur du massif sont très bien représentés (Figures 4.1 et 4.2). Les contacts du pluton avec son encaissant affleurent quant à eux quelques kilomètres au Nord de cette structure, ainsi qu'au niveau de la route frontalière qui longe le fleuve Limpopo, du côté sud-africain, et au

⁴ Diminutif de « *kop* » qui signifie « tête », en afrikaans.

pied du Mount Shanzi (d'où la structure de Ha-Tshansi tire son nom ; Figure 4.1), à la sortie Nord de Musina.

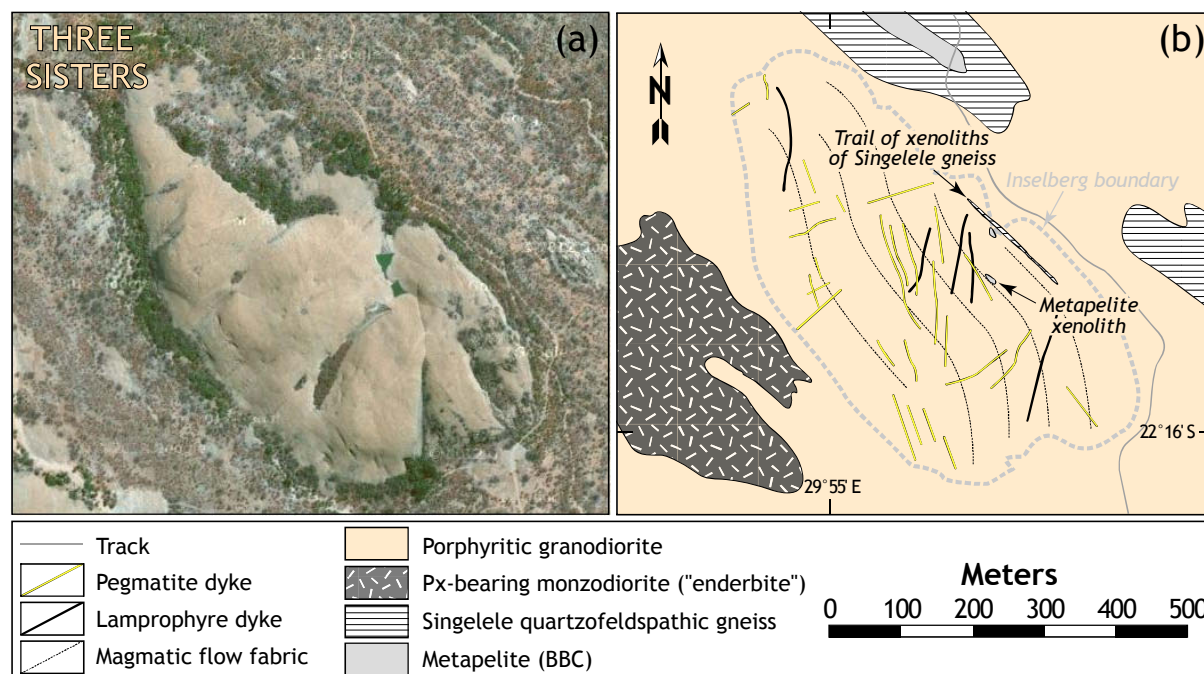


FIGURE 4.2 : L'inselberg des Three Sisters : (a) Photographie aérienne (©Google Maps) et (b) carte géologique interprétative, d'après les observations de terrain et la carte de Holzer (1995).

Au sein du pluton de Bulai, la phase magmatique la plus représentée à l'affleurement (~75% de la surface d'après Holzer, 1995) est un **granitoïde porphyroïde** (Figure 4.3a–b) dont la composition modale varie entre celles d'une granodiorite, d'une monzonite à quartz et d'un monzogranite. Par souci de simplicité, elle sera appelée « **granodiorite (porphyroïde)** » tout au long de ce chapitre. Cette roche, à la patine rouille, présente un aspect pétrographique très typique des sanukitoïdes : elle contient de grands phénocristaux (3–10 cm) de feldspath potassique et d'abondants agrégats mafiques à hornblende et biotite, dans une matrice quartzo-feldspathique à grain moyen (0.1–1 cm). Localement, les phénocristaux sont tous alignés selon une direction préférentielle dont l'origine est vraisemblablement magmatique, dans la mesure où ces cristaux sont nettement automorphes et non déformés (Holzer, 1995 ; Laurent, 2009). Cette caractéristique de la granodiorite de Bulai a d'ailleurs conduit de nombreux auteurs à la décrire à tort comme un orthogneiss. Ainsi, elle apparaît fréquemment dans la littérature ancienne sous les noms de *Bulai gneissic granite* (Söhne, 1944, 1946 ;

Bahnemann, 1973) ou plus simplement de *Bulai gneiss* (Watkeys, 1983, 1984 ; Watkeys & Armstrong, 1985 ; Barton *et al.*, 1994). En pratique, le seul témoin d'une déformation à l'état solide, au cœur du massif, consiste en de petites zones de cisaillement ductiles ne dépassant pas quelques centimètres de largeur et généralement très espacées (Watkeys, 1984).

Toutefois, si l'existence d'une déformation subsolidus ne semble pas caractériser le cœur du pluton, il en va tout autrement de ses bordures (voir la Figure 4.1). En effet, au contact avec les métapélites du BBC, la granodiorite de Bulai présente fréquemment une foliation pénétrative parallèle à celle des métasédiments, voire un aspect mylonitique où les phénocristaux de feldspath potassique sont considérablement étirés et déformés (aspect de « *flaser-granite* ») (Figure 4.3c–d). Ces structures se retrouvent également dans des petits massifs satellites du corps magmatique principal et dont la taille n'excède pas le kilomètre. Localement, notamment au niveau de la structure d'Ha-Tshansi au Nord de Musina, les granitoïdes déformés sont même migmatitiques. De plus, ces roches très déformées développent fréquemment des paragenèses à orthopyroxène (charnockites et charno-enderbites), absentes lorsqu'on se rapproche du centre du pluton. Toutes ces caractéristiques sont interprétées comme résultant de l'évènement tectono-métamorphique d'âge paléoproterozoïque (M_3/D_3 à ~2000 Ma), qui a affecté les intrusions satellites et les bordures du massif principal, mais pas son cœur, indiquant que le pluton de Bulai s'est comporté comme une masse « réfractaire » vis-à-vis de la déformation et du métamorphisme protérozoïques (Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998 ; Laurent, 2009). En particulier, les textures mylonitiques seraient associées à des zones de cisaillement qui ont accommodé le chevauchement des roches supracrustales du BBC par-dessus le pluton de Bulai, et datées à ~2000 Ma (Holzer *et al.*, 1998 ; Millonig *et al.*, 2008).

Dans les zones non déformées, les structures primaires sont bien préservées et mettent en évidence la présence de trois types d'enclaves dans la granodiorite porphyroïde :

- (1) de nombreuses **enclaves mafiques** co-magmatiques (Figure 4.3e–h), caractérisées par des formes arrondies, parfois allongées parallèlement à l'orientation de la fabrique magmatique et aux limites soit franches (Figure 4.3e), soit plus ou moins diffuses (Figure 4.3h). Elles consistent en une roche mélanocrate homogène à grain fin (<0.1 cm ; Figure 4.3g), de composition monzodioritique, riches en hornblende et plagioclase avec des quantités subordonnées de biotite, de feldspath potassique et de quartz. Parfois, elles

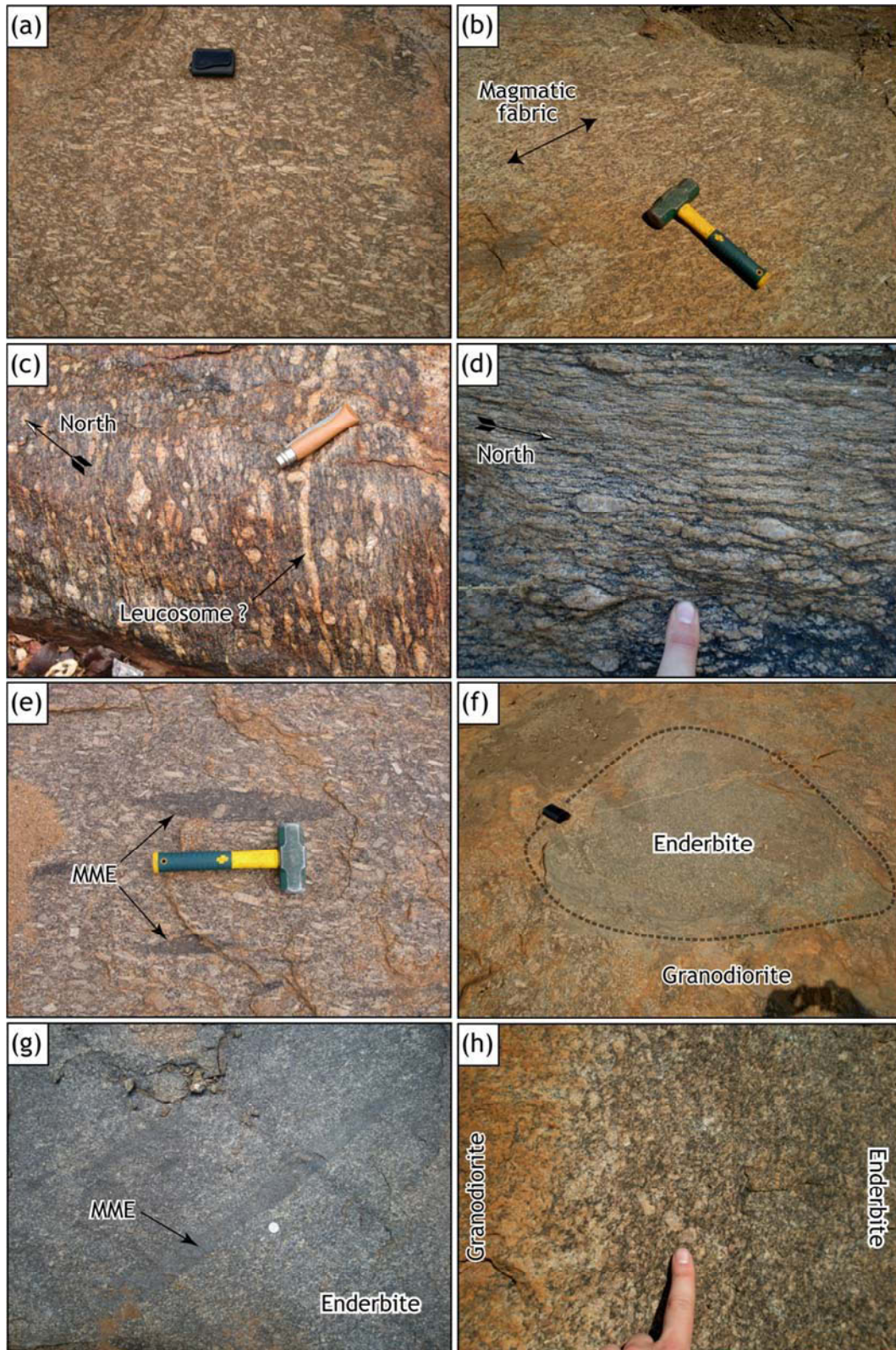


FIGURE 4.3 : Quelques aspects de la granodiorite de Bulai et des roches mafiques associées (« enderbites » ou monzodiorites à pyroxène). (a–b) granodiorite non déformée ; (c–d) granodiorite déformée, au niveau d'un massif satellite du pluton principal (c) et de la zone de cisaillement du Mount Shanzi (d) ; (e–f) enclaves (MME) de monzodiorites, de taille décimétrique (e) à métrique (f) ; (g) aspect général de l'enderbite ; (h) limite diffuse entre une grande enclave (~500 m) d'enderbite et la granodiorite hôte (photos : O. Laurent)

contiennent des quantités importantes de clino- et d'orthopyroxène, et représentent ainsi les « enderbites » et « charno-enderbites » décrites dans la littérature (Watkeys, 1984 ; Barton *et al.*, 1994 ; Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998). Leur taille est généralement comprise entre 5 et 40 cm (Figure 4.3e–f), mais, localement, des corps de plusieurs mètres, et jusqu'à plusieurs centaines de mètres ont été observés (Watkeys, 1984 ; Holzer, 1995 ; Laurent, 2009). Au total, ces roches représentent une surface d'affleurement de l'ordre de ~10% de celle du massif (Holzer, 1995).

- (2) de rares **enclaves tonalitiques** (~5% de la surface du massif ; Holzer, 1995) dont la géométrie est assez semblable aux précédentes, mais avec des limites encore plus diffuses. En fait, il se pourrait qu'elles ne représentent que des granodiorites dépourvues de phénocristaux de feldspath potassique, et constitueraient ainsi le pendant de zones où, au contraire, ceux-ci sont accumulés (Laurent, 2009). Il s'agit donc, là aussi, de structures d'origine purement magmatique.

- (3) des enclaves anguleuses, aux bords toujours francs (par opposition aux précédents types), surtout constituées de métapélites du BBC ou de gneiss quartzofeldspathiques (appartenant vraisemblablement au groupe des gneiss de Singelele). Ces enclaves (Figure 4.4a–b), dont la taille varie entre 0.1 et 15 m, sont interprétés comme des **xénolithes**, c'est-à-dire des fragments de l'encaissant incorporés à l'état solide dans le magma granodioritique (Holzer, 1995 ; Holzer *et al.*, 1998 ; Millonig *et al.*, 2008). L'un de ces xénolithes (Figure 4.4b ; noté « *Metapelite xenolith* » sur la Figure 4.2) a fait l'objet de nombreuses études : il a notamment permis de dater l'épisode métamorphique M₂/D₂ et d'en déterminer les conditions *P–T* (Millonig *et al.*, 2008).

D'autre part, la granodiorite est également associée à des **filons et poches leucocrates** (~5 % de la surface du massif ; Holzer, 1995), de taille et de forme très variables, parfois dilacérés dans les secteurs les plus déformés. Il s'agit en général d'un monzogranite équi-granulaire à grain moyen (0.1–0.5 cm), très pauvre en minéraux sombres, ne contenant que de rares cristaux de biotite (Figure 4.4c). Enfin, l'ensemble de ces lithologies est recoupé par des filons de deux types :

- (1) **des lamprophyres**, à savoir des roches mafiques riches en biotite, à grain très fin, généralement assez altérés et dont la largeur n'excède pas 30 cm (Figure 4.4d–e). Ils recoupent clairement la granodiorite, mais aussi les enclaves qu'elle contient (Figure 4.4d).

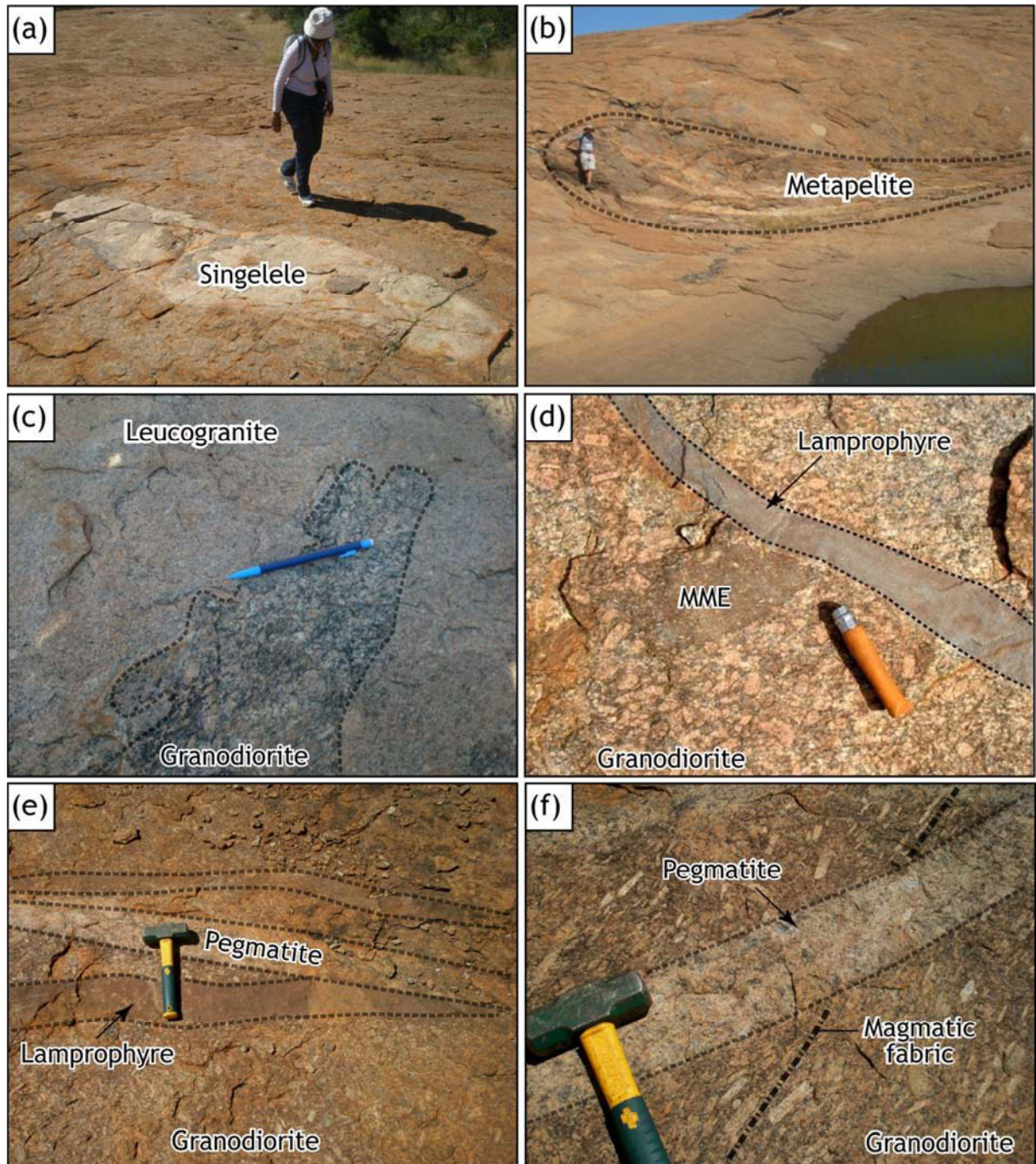


FIGURE 4.4 : Xénolithes incorporés dans la granodiorite de Bulai : (a) gneiss de Singelele ; (b) métapélite du complexe de Beit Bridge. (c) Limite irrégulière entre la granodiorite et une poche de leucogranite ; (d) Filon de lamprophyre recoupant la granodiorite et une enclave mafique (MME) ; (e) Pegmatite recoupant la granodiorite et des filons de lamprophyre ; (f) Filon de pegmatite quartzo-feldspathique recoupant la fabrique magmatique de la granodiorite

Ces filons sont parfois dilacérés au sein de la granodiorite porphyroïde dans les secteurs les plus déformés (Watkeys & Armstrong, 1985). Les lamprophyres ont par ailleurs fourni des

âges Rb–Sr sur roche totale (2671 ± 163 Ma et 2641^{+125}_{-131} Ma ; Watkeys & Armstrong, 1985) très cohérents avec les datations U–Pb menées sur les roches du pluton.

- (2) **des pegmatites** quartzo-feldspathiques à gros grain (1–5 cm), pouvant former des filons ou des poches plurimétriques, mais d’une taille moyenne de l’ordre de 20 cm de largeur pour quelques dizaines de mètres de longueur (Figure 4.4e). Localement, certains de ces filons de pegmatites, qui ne sont pas déformés, recoupent la fabrique définie par les phénocristaux de feldspath potassique (Figure 4.4f), attestant du caractère syn-magmatique de celle-ci.

4.1.3. Pétrographie

Toutes les roches magmatiques du pluton de Bulai présentent une minéralogie commune et très typique des sanukitoïdes, à quartz + feldspath plagioclase + feldspath potassique + biotite \pm amphibole, clino- et orthopyroxène (Holzer, 1995 ; Laurent, 2009). Seules changent les proportions relatives entre ces différents minéraux : les enclaves monzodioritiques sont caractérisées par la prépondérance du plagioclase par rapport à la somme quartz + feldspath-K, ainsi que par l’abondance de l’amphibole (dont la proportion modale peut excéder 30% ; Laurent, 2009 ; Figure 4.5a), et dans une moindre mesure de la biotite. D’autre part, les granodiorites porphyroïdes contiennent davantage de quartz (>10%), des proportions à peu près équivalentes de plagioclase et de feldspath potassique, et des quantités moindres de minéraux ferro-magnésiens ($\leq 25\%$). Néanmoins, l’amphibole est toujours présente, même dans les faciès les plus différenciés. Enfin, les leucogranites et les pegmatites sont pratiquement dépourvus de ces mêmes minéraux mafiques, et le feldspath-K y est prédominant par rapport au plagioclase. Dans toutes les roches, l’amphibole apparaît comme une hornblende verte ; la biotite est brun sombre et fortement pléochroïque (de brun jaunâtre à brun rougeâtre), indiquant qu’elle est très titanifère (Holzer, 1995).

Dans les « enderbites » (c’est-à-dire les monzodiorites à orthopyroxène⁵), l’amphibole et la biotite forment généralement des couronnes réactionnelles, associées au quartz ainsi qu’à des

⁵ Selon la nomenclature de l’IUGS, il s’agit donc strictement de *jotunites* et non d’enderbites, mais cette terminologie est toutefois conservée tout au long du chapitre, car c’est celle qui a été le plus largement utilisée (à tort !) dans la littérature relative au pluton de Bulai et à la Zone Centrale.

oxydes (magnétite, surtout), autour de cristaux millimétriques de clino- et d'orthopyroxène, respectivement (Figure 4.5b). Parfois, ces deux minéraux sont même totalement pseudomorphosés, par des plages à amphibole + quartz (Figure 4.5c) ou biotite + quartz dont la forme géométrique rappelle celle des cristaux initiaux (Holzer, 1995 ; Laurent, 2009). D'autre part, il faut noter que dans les phases mafiques au cœur du massif, le clinopyroxène est dominant par rapport à l'orthopyroxène. Par contre, ce dernier est beaucoup plus abondant dans les roches marginales du pluton, qui ont subi les effets du métamorphisme d'âge protérozoïque (M_3/D_3). Au sein de celles-ci, il constitue parfois la seule phase ferromagnésienne en présence, même si la roche en question est de nature très felsique. Ainsi, si l'origine magmatique du clinopyroxène est très vraisemblable, celle de l'orthopyroxène est beaucoup plus douteuse, et il ne pourrait s'agir que d'un minéral métamorphique associé à la recristallisation de certaines roches en faciès granulites, en particulier sur les bordures du pluton.

La minéralogie accessoire est, elle aussi, très caractéristique des suites sanukitoïdes : l'apatite et les oxydes ferro-titanés (surtout de la magnétite, un peu d'ilménite) sont très abondants, et côtoient le zircon et l'épidote, cette dernière étant surtout représentée par de grands cristaux (jusqu'à 1 mm) d'allanite, le plus souvent métamictes et environnés de fractures radiales typiques. Dans les monzodiorites, ces phases accessoires sont réparties de manière homogène dans la roche, mais dans les granodiorites, elles sont presque toujours associées aux agrégats mafiques à amphibole et biotite (Figure 4.5d), sauf l'apatite qui est occasionnellement présente dans la matrice (Laurent, 2009 ; Figure 4.5e). Par ailleurs, ces minéraux apparaissent toujours sous forme de cristaux sub-automorphes, notamment l'apatite (baguettes et sections hexagonales) et le zircon (prismes bipyramidés), indiquant qu'ils ont cristallisé de manière précoce dans le magma.

En termes de texture, la matrice quartzo-feldspathique des granodiorites est constituée de cristaux polygonaux formant fréquemment des joints de grains à 120° très caractéristiques (Figure 4.5e). Cette texture d'apparence granoblastique affecte également les enclaves monzodioritiques, et, dans une moindre mesure, les leucogranites, surtout lorsque leur taille de grain est relativement faible. Dans la granodiorite porphyroïde, les phénocristaux de feldspath potassique montrent fréquemment une bordure, ou des secteurs, recristallisés sous cette forme polygonale (Figure 4.5f). De même, ces granodiorites contiennent parfois des

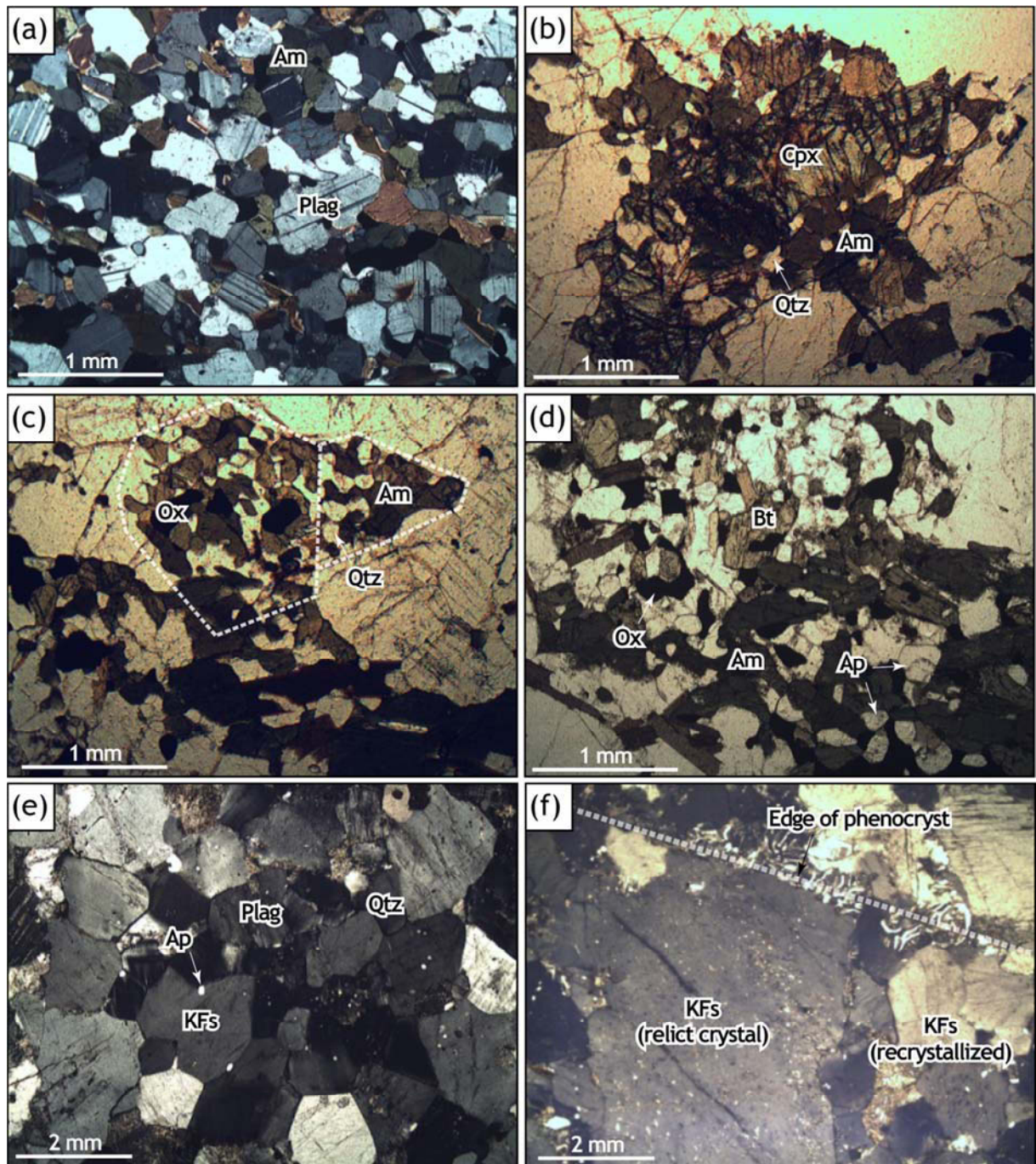


FIGURE 4.5 : Microphotographies représentatives des textures des roches de Bulai : (a) enclave de monzodiorite (LPA) ; (b) clinopyroxène partiellement remplacé par l'amphibole dans une « enderbite » (LPNA) ; (c) clinopyroxènes totalement pseudomorphosés en plages à amphibole + quartz \pm oxydes (LPNA) ; (d) agrégat mafique dans une granodiorite (LPNA) ; (e) texture granoblastique de la matrice des granodiorites (LPA) ; (f) recristallisation partielle d'un phénocrystal de feldspath potassique dans une granodiorite. (Am – amphibole ; Ap – apatite ; Bt – biotite ; Cpx – clinopyroxène ; Kfs – feldspath-K ; Ox – oxyde ; Plag – plagioclase ; Qtz – quartz)

rubans de quartz de plusieurs millimètres de longueur (voire plusieurs centimètres, dans les zones déformées), qui montrent soit une extinction roulante, soit une recristallisation partielle en sous-grains. Ces caractéristiques sont interprétées comme résultant d'un recuit statique, à l'état solide, des minéraux constitutifs des granitoïdes de Bulai au cours de l'évènement métamorphique paléoproterozoïque (Holzer, 1995 ; Laurent, 2009).

En règle générale, les roches du pluton de Bulai sont assez fraîches : la patine générale de couleur rouille n'est que très superficielle, et les cristaux ne montrent pas d'altération évidente à l'échelle microscopique. La biotite est très occasionnellement altérée en chlorite sur ses bordures, et le feldspath plagioclase contient parfois des paillettes microscopiques à forte biréfringence (probablement de la séricite et/ou de l'épidote), mais ces observations ne constituent que des exceptions. Seule l'allanite, en raison de son caractère métamicté, est souvent très altérée et parfois même totalement remplacée par des minéraux secondaires (notamment de la thorite et des carbonates riches en terres rares, d'après les analyses qualitatives menées au microscope électronique à balayage ; Laurent, 2009).

4.1.4. Composition des minéraux et conditions de mise en place

La composition des minéraux des roches de Bulai a été analysée à la microsonde électronique ; les conditions analytiques et les compositions moyennes de ces minéraux sont reportées dans la Section 4.3 (voir le Tableau 4). L'ensemble des analyses sont reportées dans le mémoire de Master de l'auteur (Laurent, 2009). Des diagrammes de classification pour les minéraux constituant des solutions solides (*i.e.* amphibole, mica, plagioclase, pyroxènes) sont reportés dans la Figure 4.6. Au regard de ceux-ci :

- **le plagioclase** présente systématiquement une composition d'andésine (le plus souvent An₃₀ à An₃₅) ;

- **l'amphibole** est calcique (Ca_B > 1.50) et riche en alcalins ([Na+K]_A > 0.50). Ses teneurs en Fe²⁺, Fe³⁺, Mg et Al font d'elle une magnésio-hastingsite (Mg# > 0.50 ; ^{VI}Al < Fe³⁺) au regard de la classification de Leake *et al.* (1997) ;

- **le mica** est une biotite assez magnésienne (Mg# = 0.55–0.70) dont la composition est d'ailleurs assez proche de celle du phlogopite ;

- **les pyroxènes** sont de hypertsthène (~En₆₀) et du diopside relativement riche en fer (~En₄₀Wo₄₀Fs₂₀).

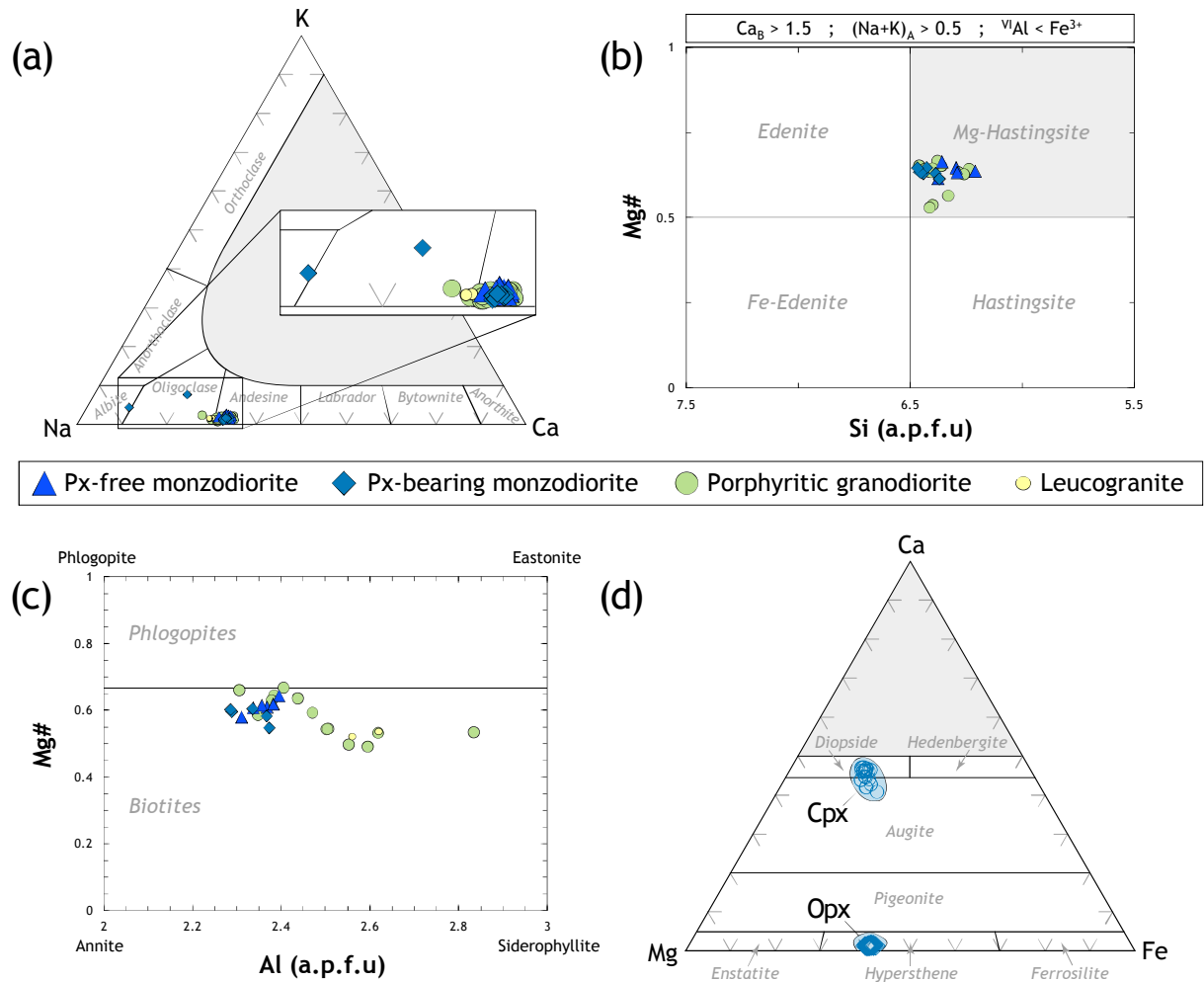


FIGURE 4.6 : Composition des minéraux dans différentes phases magmatiques du pluton de Bulai : (a) plagioclase ; (b) amphibole ; (c) mica et (d) pyroxènes (uniquement dans les enderbites)

Une des caractéristiques les plus remarquables des minéraux constituant la suite magmatique du pluton de Bulai est leur homogénéité en termes de composition chimique. Ainsi, en dépit de la diversité des faciès considérés, qui couvrent une large gamme de teneurs en silice (depuis des monzodiorites jusqu'à des leucogranites), le plagioclase, l'amphibole et la biotite présentent des compositions étonnamment constantes pour tous les membres de la suite magmatique (Figure 4.7). Les pyroxènes, quoique présents dans les seules monzodiorites, ont eux aussi des compositions chimiques constantes. Cette spécificité caractérise également d'autres suites sanukitoïdes à travers le monde, tels que le complexe de Roaring River (Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991), le granite de Closepet (Jayananda *et al.*, 2000) ou les plutons d'Anziling, Jiekouling et Quinhuangdao dans le craton de Chine du Nord (Yang *et al.*, 2008). Une telle homogénéité de composition peut avoir deux origines :

- (1) Elle est potentiellement primaire (c'est-à-dire qu'elle est représentative de leur composition « magmatique »), ce qui est un argument fort en faveur de la nature cogénétique de toutes les roches du massif ;
- (2) Elle traduit un ré-équilibrage global de la composition des phases minérales, par exemple au cours de l'épisode métamorphique protérozoïque M₃/D₃ (Laurent, 2009). Dans la mesure où cet événement a affecté la *texture* des minéraux (voir Section 3.1.2), il n'est pas impossible qu'il ait aussi modifié leur *composition*. Ce problème sera abordé dans l'article présenté dans la Section 4.2, sur la base de la composition isotopique des minéraux du pluton.

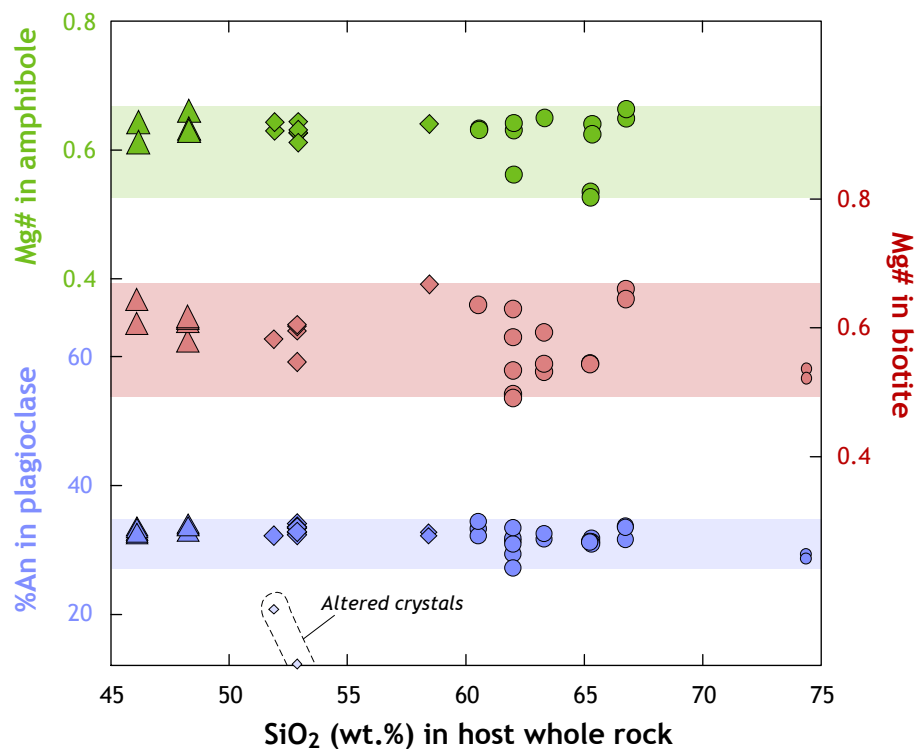


FIGURE 4.7 : Illustration de l'homogénéité de composition des minéraux dans la suite magmatique de Bulai, au travers de certaines de leurs caractéristiques chimiques exprimées en fonction de la teneur en silice de la roche dans laquelle ils ont été analysés.

Les conditions P - T de mise en place du pluton de Bulai ont été estimées à partir des compositions des minéraux, et, plus particulièrement, de celles du couple amphibole-plagioclase qui peut être utilisé comme géobaromètre et géothermomètre dans les roches granitoïdes (Blundy & Holland, 1990 ; Schmidt, 1992 ; Holland & Blundy, 1994). La calibration du géothermomètre de Holland & Blundy (1994) proposée par Anderson & Smith (1995) permet une estimation conjointe de la pression et de la température, mais nécessite un

calcul itératif car elle ne consiste qu'en une seule équation qui comporte deux inconnues (P et T). Nous avons donc d'abord estimé la pression à partir du géobaromètre de Schmidt (1992) qui ne dépend que de la teneur en Al de l'amphibole, puis injecté la valeur obtenue dans l'équation d'Anderson & Smith (1995) afin d'estimer la température. Celle-ci a été utilisée pour recalculer une nouvelle valeur de pression, et ainsi de suite jusqu'à convergence des solutions. Typiquement, celle-ci a lieu après 2 à 5 itérations seulement.

Les résultats sont présentés dans la Figure 4.8. Les pressions calculées sont comprises entre 3.0 et 5.5 kbar pour des températures variant de 700 à 840°C (en prenant en considération les incertitudes préconisées pour ce géothermobaromètre ; Anderson & Smith, 1995). Les températures calculées sont assez cohérentes avec celles estimées à partir des thermomètres basés sur la teneur en Ti de l'amphibole (Otten, 1984 ; Ernst & Liu, 1999) et de la saturation en zircon (sur la base de la teneur en Zr du magma, grâce aux équations de Watson & Harrison, 1983), comprises entre 800 et 875°C. Par contre, elles sont beaucoup plus faibles que celles obtenues sur la base de la saturation en apatite (Watson & Harrison, 1983), qui s'étalent entre 950 et 1050°C. Cette observation est très courante : les températures de saturation en apatite reflètent en général les conditions proches du liquidus, ce qui est cohérent avec leur caractère précoce, alors que les compositions du couple amphibole–plagioclase s'équilibrent jusqu'à des conditions P – T proches du solidus (Holland & Blundy, 1994 ; Anderson *et al.*, 2008). On observe cependant sur la Figure 4.8 que les conditions P – T calculées par thermobarométrie amphibole–plagioclase se situent assez nettement au-delà du solidus d'une granodiorite saturée en eau. Cette observation peut résulter de deux causes : (1) soit les roches de Bulai sont sous-saturées en eau ; (2) soit les conditions calculées ci-dessus ne correspondent pas à celles de la cristallisation, mais d'un événement caractérisé par une température plus élevée. Typiquement, il pourrait s'agir de la recrystallisation lors de l'évènement métamorphique protérozoïque.

Aucune de ces deux possibilités ne peut être écartée (et d'ailleurs, elles ne sont pas mutuellement exclusives). En effet, des études expérimentales ont démontré que la stabilité de l'amphibole dans une diversité de magmas calco-alcalins était restreinte à des teneurs en H₂O supérieures à 5% en poids d'oxydes (e.g. Naney, 1983 ; Dall'Agnol *et al.*, 1999 ; Costa *et al.*, 2004 ; Bogaerts *et al.*, 2006), ce qui n'est toutefois pas assez élevé pour atteindre la saturation, montrant que la première hypothèse est potentiellement valide. D'autre part, les

conditions P – T calculées à partir du couple amphibole–plagioclase coïncident assez bien avec celles estimées dans certaines granulites de la Zone Centrale. En particulier, une partie du chemin rétrograde consécutif au pic métamorphique de l'épisode paléoprotérozoïque M_3 (voir Section 3.4.3) traverse le nuage de points défini par nos données (Figure 4.8).

En résumé, les roches du pluton de Bulai enregistrent des conditions P – T comprises entre 3.0 et 5.5 kbar pour 700 à 850°C, qui correspondent soit à celles de la mise en place des magmas, soit à une ré-équilibration en faciès granulites lors de l'épisode tectono-métamorphique protérozoïque. Si la première hypothèse est correcte, et en utilisant un gradient de pression moyen de $\sim 3 \text{ kbar} \cdot \text{km}^{-1}$, ces conditions représentent des niveaux de mise en place situés dans la croûte moyenne à inférieure (9–17 km).

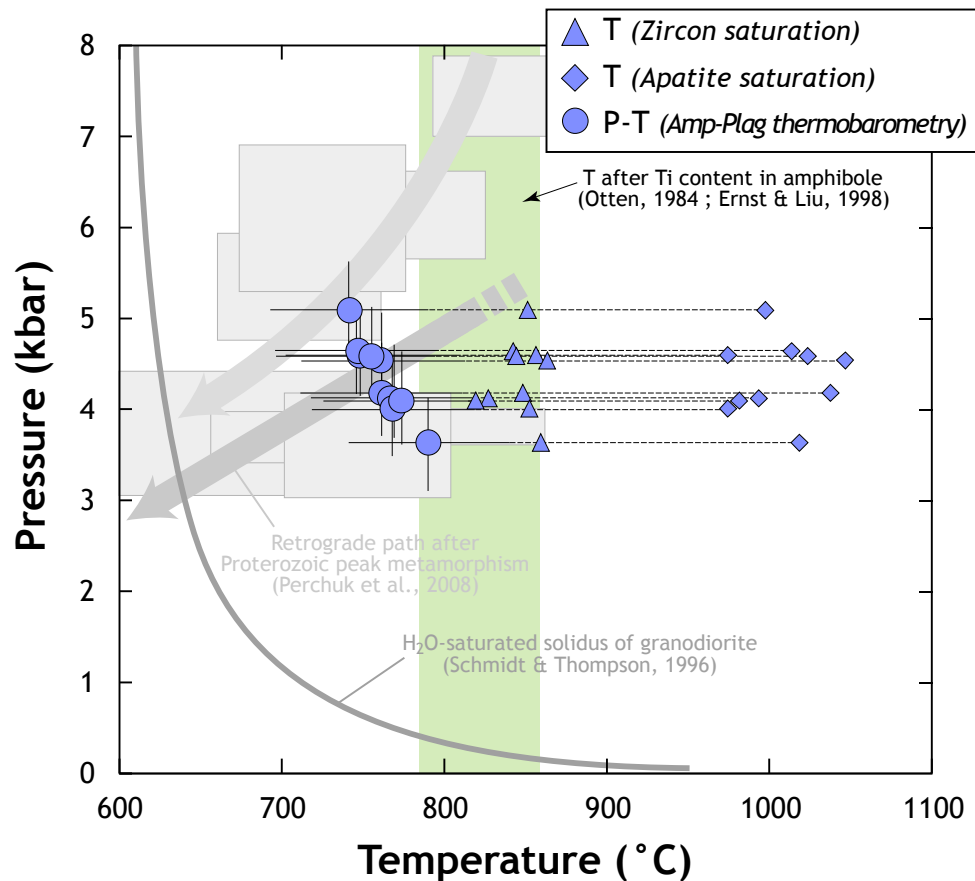


FIGURE 4.8 : Diagramme P – T dans lequel ont été reportées les conditions de cristallisation calculées à partir de différents thermomètres et thermobaromètres pour 10 échantillons du pluton de Bulai. Les champs et les flèches en grisé représentent des estimations P – T obtenues sur la base de l'étude des granulites de la Zone Centrale (voir Figure 3.27).

Enfin, si les magmas à l'origine de la suite de Bulai étaient vraisemblablement assez riches en eau (>5% en poids) au regard de la stabilité de l'amphibole, il s'agissait également de liquides relativement oxydés. En effet, la magnétite y est l'oxyde ferro-titané le plus abondant (par rapport à l'ilménite), ce qui, d'après Naney (1983), traduit des fugacités d'oxygène au-delà du tampon Ni–NiO (NNO). Cette considération est en bon accord avec le fait que les phases ferro-magnésiennes des roches de Bulai (amphibole et biotite, notamment) présentent des Mg# élevés, généralement compris entre 0.6 et 0.7. Cette caractéristique traduit la précipitation du fer sous formes d'oxydes plutôt que dans le réseau cristallin des minéraux mafiques (Anderson & Smith, 1995), et donc, des fugacités d'oxygène élevées. Par exemple, dans certains granitoïdes mésoprotérozoïques des USA, le Mg# de la biotite est bien corrélé aux valeurs de fugacité d'oxygène, et un Mg# de 0.6 correspond à une fO_2 de l'ordre de 2.5 unités log au-dessus du tampon Quartz–Fayalite–Magnétite (QFM) (Anderson *et al.*, 2008). Ces conditions correspondent à peu près à ~1.5 unités log au-dessus du tampon NNO, ce qui est cohérent avec les fugacités d'oxygène estimées pour les magmas de Bulai sur la base de la stabilité de la magnétite.

4.2. Pétrogenèse des roches mafiques : processus mantelliques

4.2.1. L'exemple du pluton de Bulai

Dans la Section 4.1, nous avons vu que le pluton de Bulai présente certaines caractéristiques pétrographiques des sanukitoïdes, notamment une diversité de phases magmatiques apparemment cogénétiques, allant des monzodiorites au leucogranites. La nature et la composition des minéraux constituant ces roches sont également typiques de nombreuses suites sanukitoïdes à travers le monde. Dans l'article qui suit, nous verrons que cette ressemblance est également flagrante du point de vue géochimique : la suite de Bulai présente ainsi des compositions identiques à celles des sanukitoïdes, en particulier au groupe des sanukitoïdes riches en Ti (*high-Ti sanukitoids* ; voir Section 2.3.1). L'étude de la pétrogenèse des phases mafiques du pluton peut donc contribuer à éclaircir l'origine mantellique des sanukitoïdes et leur signification géodynamique globale ; c'est le but de cet article, publié en 2011 dans *Lithos* (n°123, vol. 1–4, p.73–91).



Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary

Oscar Laurent ^{a,b,c,*}, Hervé Martin ^{a,b,c}, Régis Doucelance ^{a,b,c}, Jean-François Moyen ^{b,c,d}, Jean-Louis Paquette ^{a,b,c}

^a Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^b CNRS, UMR6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^c IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^d Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 rue du Docteur Paul Michelon 42023 Saint-Étienne, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 April 2010

Accepted 3 December 2010

Available online 25 December 2010

Keywords:

Archaean–Proterozoic boundary

Sanukitoids

Bulai pluton

Mantle metasomatism

Subducted sediments

Geochemical modelling

ABSTRACT

The Neoarchaean Bulai pluton is a magmatic complex intrusive in the Central Zone of the Limpopo Belt (Limpopo Province, South Africa). It is made up of large volumes of porphyritic granodiorites with subordinate enclaves and dykes of monzodioritic, enderbite and granitic compositions. New U–Pb LA-ICP-MS dating on zircon yield pluton-emplacement ages ranging between 2.58 and 2.61 Ga. The whole pluton underwent a high-grade thermal overprint at ~2.0 Ga, which did not affect the whole-rock compositions for most of the major and trace-elements, as suggested by a Sm–Nd isochron built up with 16 samples and yielding an age consistent with U–Pb dating.

The whole-rock major- and trace-element compositions evidence that the Bulai pluton belongs to a high-K, calc-alkaline to shoshonitic suite, as well as unequivocal affinities with “high-Ti” sanukitoids. Monzodioritic enclaves and enderbites have both “juvenile” affinities and a strongly enriched signature in terms of incompatible trace elements (LREE, HFSE and LILE), pointing to an enriched mantle source. Based on trace-element compositions, we propose the metasomatic agent at their origin to be a melt deriving from terrigenous sediments. We therefore suggest a two-step petrogenetic model for the Bulai pluton: (1) a liquid produced by melting of subducted terrigenous sediments is consumed by reactions with mantle peridotite, producing a metasomatic assemblage; (2) low-degree melting of this metasomatized mantle gives rise to Bulai mafic magmas. Such a model is supported by geochemical modelling and is consistent with previous studies concluding that sanukitoids result from interactions between slab melts and the overlying mantle wedge.

Before 2.5 Ga, melting of hydrous subducted metabasalts produced large volumes of TTG (Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite) forming most of the volume of Archaean continental crust. By contrast, our geochemical study failed in demonstrating any significant role played by melting of subducted metabasalts, which points to lower thermal regimes as metasediments melt at lower temperature than metabasalts. This suggests that the geodynamic changes that took place at the Archaean–Proterozoic transition and witnessed by sanukitoid-related rocks are mainly the result of progressive and global cooling of Earth. On the other hand, melting of subducted detrital material is uncommon during the Archaean, which would also indicate that significant recycling of continental material within the mantle roughly began at the Archaean–Proterozoic transition.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Archaean–Proterozoic transition corresponds to a fundamental change in global geodynamic mechanisms. During the Archaean,

partial melting of hydrous garnet- and amphibole-bearing metabasalts gave rise to tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series (e.g. Barker and Arth, 1976; Condie, 1981; Ellam and Hawkesworth 1988; Martin, 1986, 1987, 1993; Rapp et al., 1991; Smithies, 2000; review in Martin et al., 2005), that volumetrically represent most of Archaean continental crust. On the contrary, since the beginning of Proterozoic until now, juvenile magmas identified as typical arc series (BADR for basalt–andesite–dacite–rhyolite) are generated in subduction settings by partial melting of the mantle wedge peridotite, previously enriched by slab-derived fluids (e.g. Arculus, 1994;

* Corresponding author. Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France. Tel.: +33 47334 6891.

E-mail address: o.laurent@opgc.univ-bpclermont.fr (O. Laurent).

McCulloch and Gamble, 1991; Tatsumi, 1989; Tatsumi et al., 1986). In other words, at the Archaean–Proterozoic transition, the source of juvenile continental crust changed from metabasalt to mantle peridotite.

In many Archaean cratons, the transition between both mechanisms is witnessed by specific rocks, generally referred as late-Archaean sanukitoids (Martin et al., 2005, 2009; Shirey and Hanson, 1984; Smithies and Champion, 2000; Stern, 1989; Stern and Hanson, 1991). They are made up of significant volumes of high-Mg dioritic, monzodioritic and granodioritic plutons that mostly emplaced between 2.9 and 2.5 Ga. The transitional characteristic of these plutons is not only temporal, but also compositional, as they share geochemical affinities with both Archaean TTGs (high LREE and low HREE contents resulting in highly fractionated REE patterns) and modern BADR series (calc-alkaline differentiation trends, high K_2O , LILE and transition element contents).

Most studies investigating the petrogenesis of sanukitoids concluded that their transitional characteristics result from interactions (hybridization) between a peridotite and a felsic, TTG-like melt (e.g. Heilimo et al., 2010; Martin et al., 2005, 2009; Shirey and Hanson, 1984; Smithies and Champion, 1999, 2000; Stern, 1989). These conclusions are strongly supported by experimental interactions between peridotite and hydrous silicic and/or sodic magmas giving rise to an ultramafic residue and liquids with composition closely resembling that of sanukitoids (Prouteau et al., 2001; Rapp et al., 1999, 2003, 2010). However, the detailed relationships between these two components remain unclear. Their interaction can be achieved by two distinct scenarios: i) a one-stage process, in which the TTG liquid reacts with peridotite to give a sanukitoid liquid in equilibrium with an ultramafic solid; ii) a two-stage model, in which the TTG magma is totally consumed by metasomatic reactions with the peridotite. In this case, these interactions produce a metasomatized mantle, which subsequent melting can give rise to sanukitoids.

The geodynamic setting where sanukitoids are generated is still a matter of debate. Interactions between felsic melt and peridotite are easily achieved in subduction zones where hydrous basalts (which

melting at depth can generate TTG magmas) are overlain by the mantle wedge (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1994, 1999; Martin et al., 2005, 2009). However, sanukitoids can be also generated in a subduction environment, where the peridotite is enriched in fluid-mobile elements provided by slab dehydration (Halla, 2005; Kamber et al., 2002; Stern and Hanson 1991). Furthermore, interactions between sanukitoid parental magma and continental crust during emplacement (AFC, mixing and induced melting) would be a key process in the differentiation and evolution of sanukitoid suites (Martin et al., 2009; Moyen et al., 1997; Stevenson et al., 1999).

In this paper, we focused on the Bulai pluton, a composite sanukitoid-like complex which emplaced ~2.6 Ga ago (Barton et al., 1994; Kröner et al., 1999; Zeh et al., 2007) within the Central Zone of the Limpopo Belt, in South Africa. The goal of this study is twofold: 1) we characterize the Bulai pluton as a whole in terms of petrography, timing of emplacement and whole-rock geochemistry; and 2) we investigate the petrogenesis of the “juvenile” component of this pluton (i.e. the mafic facies) in order to discuss the geodynamic setting in which it was generated and its implications for the petrogenetic changes that took place at the Archaean–Proterozoic boundary.

2. Geological setting

2.1. The Limpopo Belt

The Limpopo Belt (Fig. 1) is a ~650 km-long and ~200 km-wide high-grade granulitic terrane, outcropping in South Africa, Zimbabwe and Botswana. It corresponds to a complex Himalayan-type orogenic belt, which results from the continental collision between two Archaean blocks: the Zimbabwe craton to the North and the Kaapvaal craton to the South (e.g. Barton and Van Reenen, 1992; Holzer et al., 1998; Roering et al., 1992).

The Limpopo Belt is divided into three lithological domains separated by large shear zones (e.g. Van Reenen et al., 1992): the Central Zone is bordered by the Northern Marginal Zone (NMZ) and

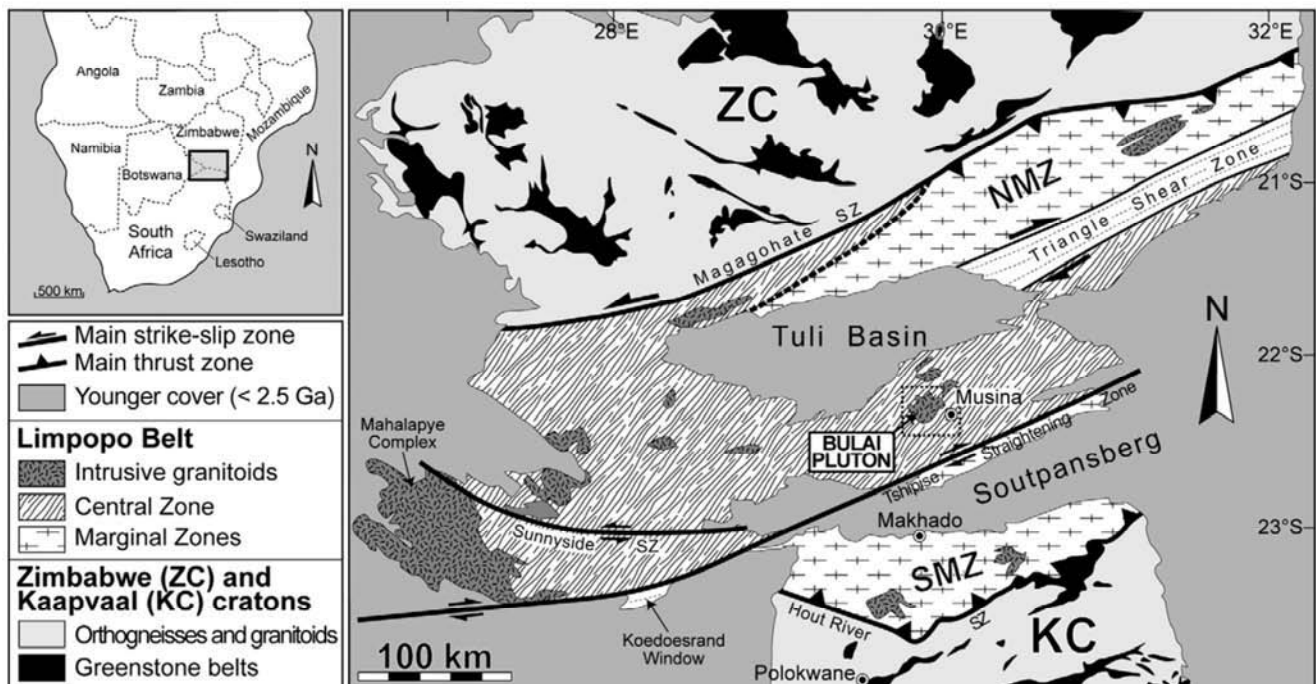


Fig. 1. Regional sketch map of the Limpopo Belt (modified after Boshoff et al., 2006; Van Reenen et al., 2008). SZ = shear zone; NMZ = Northern Marginal Zone; SMZ = Southern Marginal Zone; the dashed box represents the geographic area covered by Fig. 2.

the Southern Marginal Zone (SMZ) (Fig. 1). The Marginal Zones consist of large volumes of orthogneisses assumed to represent mainly reworked material of the neighbour craton (e.g. Kreissig et al., 2000), whereas the Central Zone is a very complex and highly deformed assemblage of miscellaneous lithologies which are unrelated with the two cratons (Roering et al., 1992).

2.2. The Central Zone of the Limpopo Belt

Most of the Central Zone consists of metapelites, paragneisses, marbles, mafic granulites, quartzites and BIFs, all affected by high-grade granulitic metamorphism (e.g. Van Reenen et al., 1992), and generally referred to as the Beit Bridge Complex (BBC). The age of the BBC still remains imprecise: its maximum age (3258 ± 11 Ma; Barton and Sergeev, 1997) is given by detrital zircons in a quartzite layer, while a minimum age of 2200 Ma has been deduced from carbon isotope study in metacarbonate units coupled with U–Th–Pb SHRIMP data (Buick et al., 2003).

In the Central Zone, the banded and migmatitic Sand River Gneisses correspond to large volumes of TTGs (e.g. Hofmann et al., 1998; Kröner et al., 1998, 1999), associated with mafic to ultramafic bodies (the Messina Layered Intrusion; Barton et al., 1979; Barton, 1996). U–Pb and Pb–Pb dating on separated zircons yield ages in the range 3314–3167 Ma (Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 1999; Retief et al., 1990; Tsunogae and Yurimoto, 1995; Zeh et al., 2007). Moreover, a complex patchwork of tonalitic, granitic and granodioritic magmas emplaced in the Central Zone all over the Neoproterozoic, between 2750 and 2550 Ma (e.g. Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 1999). They include sheets and lenses of grey gneisses (e.g. Alldays, Regina, Verbaard, Zanzibar gneisses) and leucocratic, garnet-bearing patches and veins referred as Singelele gneisses. The Bulai pluton is the biggest of these late-Archaean intrusions.

The rocks of the Central Zone underwent three distinct metamorphic (M) granulite-facies and deformation (D) events:

- A first episode M_1/D_1 took place at ~ 3.14 Ga (Holzer et al., 1998; Zeh et al., 2007), which induced the anatexis of the Sand River Gneisses.
- A second episode M_2/D_2 is considered as being roughly coeval with the late-Archaean magmatic event (e.g. Barton and Van Reenen, 1992; Barton et al., 1994; Holzer et al., 1998; Zeh et al., 2007). Millonig et al. (2008) determined the peak conditions of

M_2 at 830–860 °C, 8–9 kbar and concluded from U–Pb dating of monazite that this event took place at 2644 ± 8 Ma.

- Petrological and geochronological data evidence a Palaeoproterozoic (1.97–2.03 Ga) M_3/D_3 high-grade tectono-metamorphic overprint (e.g. Barton et al., 1994; Boshoff et al., 2006; Buick et al., 2006; Holzer et al., 1998; Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 1999; Van Reenen et al., 2004; Zeh et al., 2004, 2007). P – T estimates for the Messina area point to a clockwise path with a first metamorphic peak at 780 °C and 9–10 kbar followed by a second one at 830 °C and 8 kbar (Zeh et al., 2004).

3. The Bulai Pluton

3.1. General features and previous work

The Bulai pluton outcrops in the Central zone as a discontinuous set of magmatic bodies, the main massif (Fig. 2) lying a few kilometres to the North-West of Musina. Based on structural and petrographic data, Holzer (1995) demonstrated that this intrusion slightly post-dates the Neoproterozoic metamorphic overprint M_2/D_2 , but that subsequently, it underwent static recrystallization during the ~ 2.0 Ga tectono-metamorphic event M_3/D_3 . The BBC thrust over the Bulai Pluton during M_3/D_3 as evidenced by the Ha-Tshansi high-grade shear zone (Holzer et al., 1998; Millonig et al., 2008; Fig. 2).

The Bulai pluton has long been considered as a chronological key marker for the understanding of the geological evolution of the Musina area. Barton et al. (1994) performed U–Pb ID-TIMS analyses on zircons from two samples. They obtained two ages of 2605 ± 2 Ma (enderbitic facies) and 2572 ± 4 Ma (granitic facies). Kröner et al. (1999) investigated another enderbite sample by stepwise evaporation of four zircon grains, which yielded a minimum $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2587.1 ± 0.4 Ma. Finally, Zeh et al. (2007) carried out LA-ICP-MS analyses on zircons from a granite sample that gave a concordant age of 2612 ± 7 Ma.

Besides dating works, few authors paid attention to the petrogenesis of the Bulai pluton. Bahnmann (1973) described the whole pluton in terms of remobilised basement, whereas Watkeys (1984) proposed that Bulai represents a monzonitic I-type intrusion. Holzer (1995) interpreted the geochemical variability of the Bulai suite in terms of fractional crystallization but did not investigate the source of the primary mafic magma. On the other hand, Zeh et al. (2007)

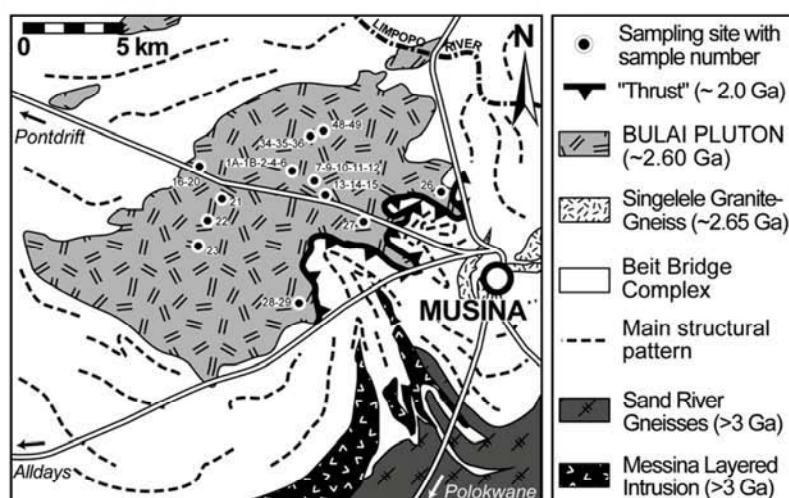


Fig. 2. Schematic geological map of the study area (modified after Millonig et al., 2008). Black dots represent the sampling localities and corresponding sample numbers.

calculated an Hf model age of 3220 ± 60 Ma for a granite sample whose zircons were dated at 2612 ± 7 Ma and concluded that the granitic melt originated from recycling of an old crustal source.

3.2. Structural and petrographic data

We focused our field work and sampling along the Musina-Pontdrift road and the “Three Sisters” area, on farm Boston 152 MS (Fig. 2). Here, we summarize the main petrographic features only; a more detailed description is available in Holzer (1995).

In the Bulai pluton, the most widespread rock type is a reddish porphyritic granodiorite (Fig. 3a). The phenocrysts are 3–6 cm K-feldspar crystals, which usually draw a strong magmatic fabric. The K-feldspar phenocrysts are enclosed in a fine- to medium-grained matrix made of quartz, plagioclase ($\sim \text{An}_{30}$), K-feldspar and disseminated aggregates of fine-grained mafic minerals (pargasitic hornblende and biotite together with subordinated amounts of magnetite, ilmenite and apatite). Zircon and epidote (including allanite) can be also abundant. There is little or no evidence for deformation at the grain-size scale, and the alignment of K-feldspars phenocrysts and some quartz ribbons are likely magmatic in origin.

Holzer (1995) already noticed that the matrix displays a polygonal granoblastic texture (Fig. 3b) while quartz and K-feldspars megacrysts show annealing features rather than deformation.

The Bulai pluton contains two kinds of enclaves: 1) large (1–10 m) xenoliths of the country rocks (metapelites from the BBC, Singelele gneiss; Fig. 3c); and 2) small (< 30 cm), fine-grained (< 1 mm) Microgranular Mafic Enclaves (MMEs) always stretched along the magmatic fabric of the porphyritic granodiorite. Their edges are relatively sharp and K-feldspar euhedral phenocrysts often straddle the boundary of the MME (Fig. 3d), thus indicating that they were mechanically introduced into it. This implies that both the granodiorite and the MMEs were co-magmatic phases. In addition, many mafic fine-grained dykes intrude the granodiorite (Fig. 3e); they also display co-magmatic features such as diffuse or irregular footwalls and delamination (as previously detailed by Watkeys and Armstrong, 1985). Finally, leucogranitic and tonalitic bodies and dykes (Fig. 3f) are often associated with the granodiorite.

MMEs and mafic dykes display dioritic to monzodioritic mineral assemblages. Plagioclase ($\sim \text{An}_{32}$) and pargasitic hornblende generally form most of the volume of the rock, associated with abundant biotite, magnetite, ilmenite and apatite together with subordinated amounts

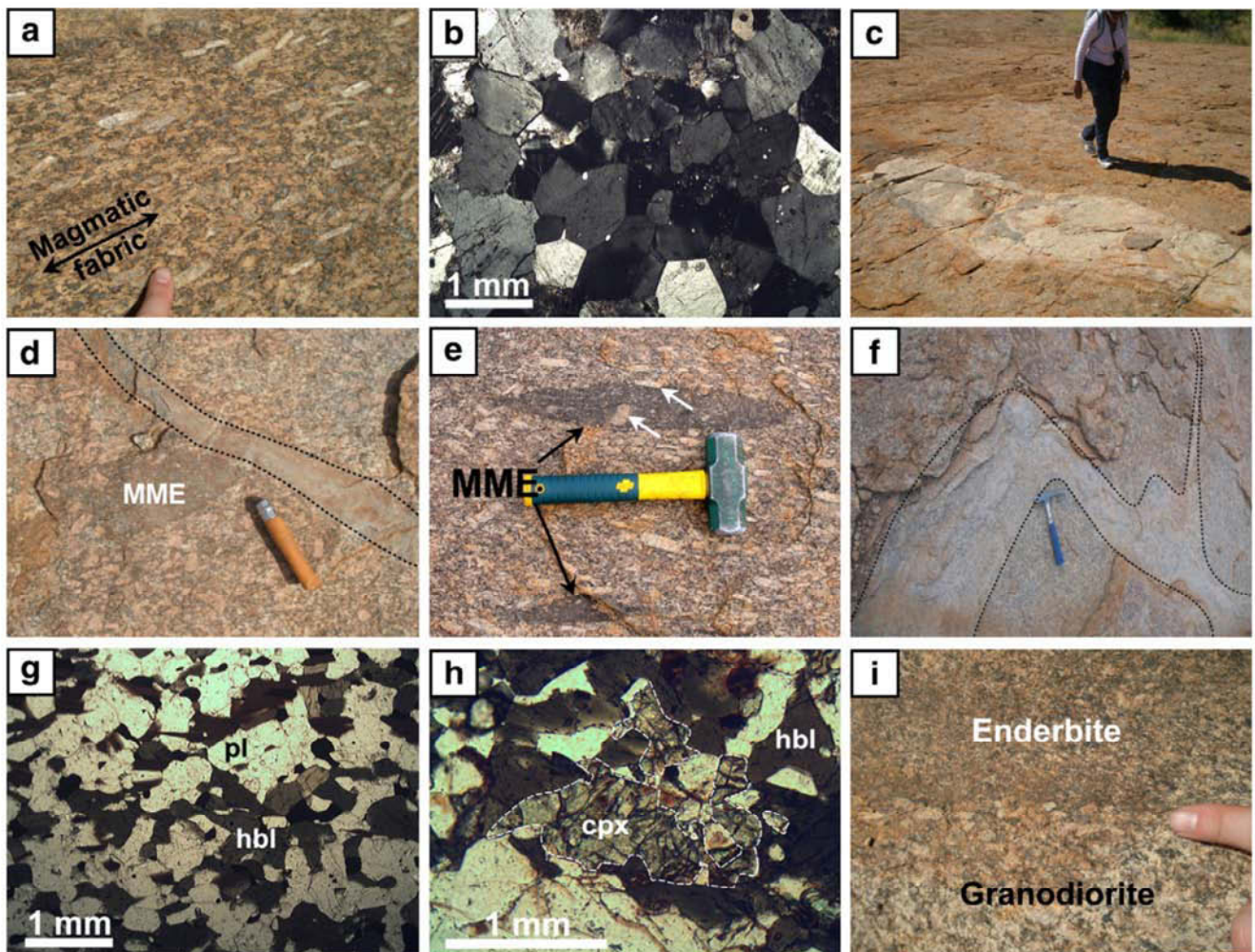


Fig. 3. Field relationships and rock textures of the Bulai pluton. (a) Typical porphyritic granodiorite where the preferential orientation of the K-feldspar phenocrysts draws a magmatic flow fabric. (b) Photomicrograph of porphyritic granodiorite BUL-4 showing the polygonal texture of the quartz-feldspathic matrix. (c) Large angular xenolith of Singelele-type granite-gneiss. (d) Mafic dyke cross-cutting both the porphyritic granodiorite and a Microgranular Mafic Enclave (MME). (e) Typical MMEs stretched along the magmatic fabric; white arrows indicate K-feldspars phenocrysts that were introduced mechanically within the enclaves. (f) Leucogranite dyke intruding the granodiorite. (g) Photomicrograph of MME BUL-2, showing a granoblastic, equigranular texture, rich in plagioclase (pl) and hornblende (hbl). (h) Photomicrograph of enderbite BUL-36: clinopyroxene (cpx) in a hornblende- (hbl) and quartz-bearing matrix. (i) Sharp contact between the granodiorite and an enderbite enclave.

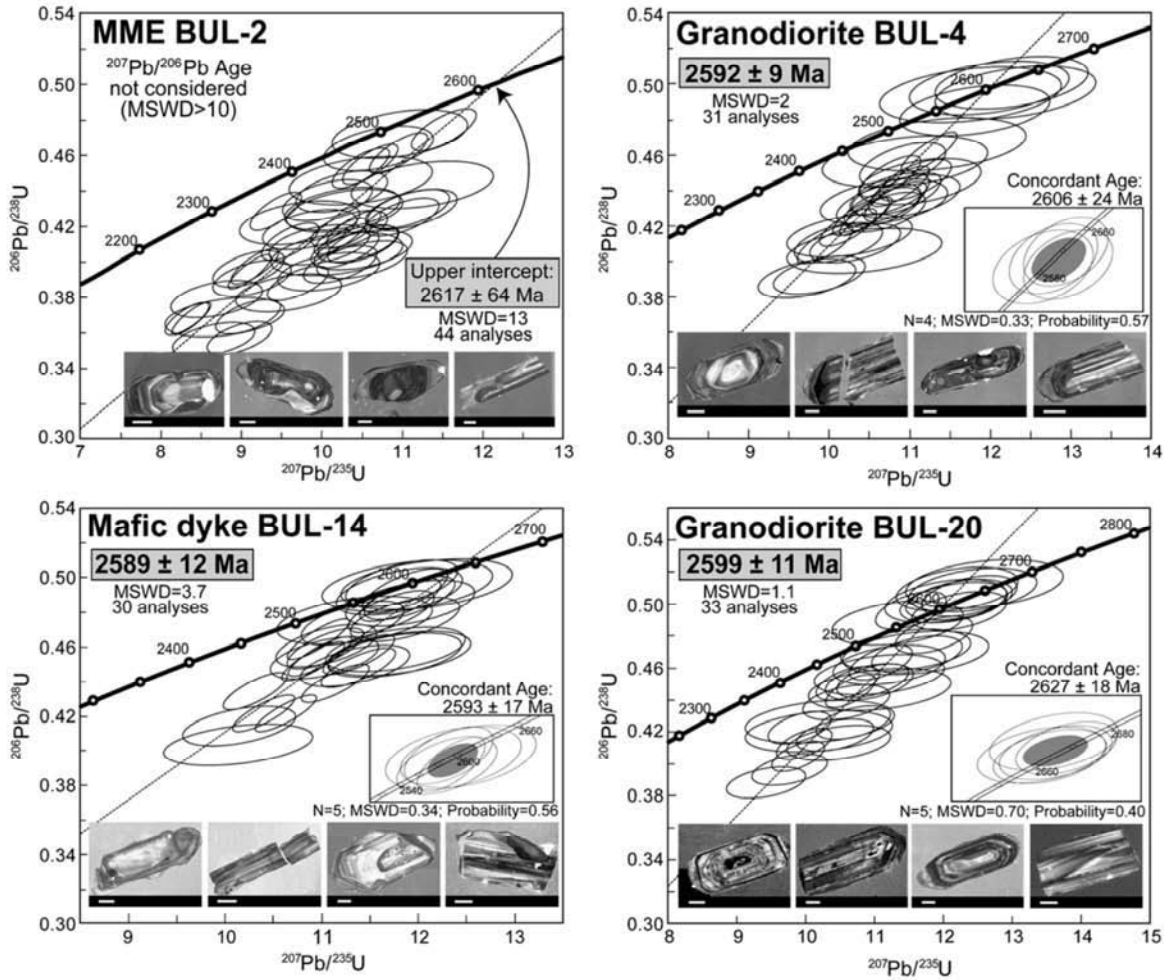


Fig. 4. Results of LA-ICP-MS analyses of single zircon grains from 4 samples of the Bulai pluton represented in Concordia diagrams (analyses with $\leq 15\%$ discordance). Each ellipse represents one analytical spot. The size and shape of the ellipses are defined by analytical uncertainties on $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and their correlation coefficient. For each sample, the concordant age as well as the weighted average of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (grey box) are given, except for BUL-2 (no concordant analyses, scattered data) for which the upper intercept is indicated. Examples of cathodoluminescence of zircons from each sample are also shown (scale bars are $50\text{ }\mu\text{m}$).

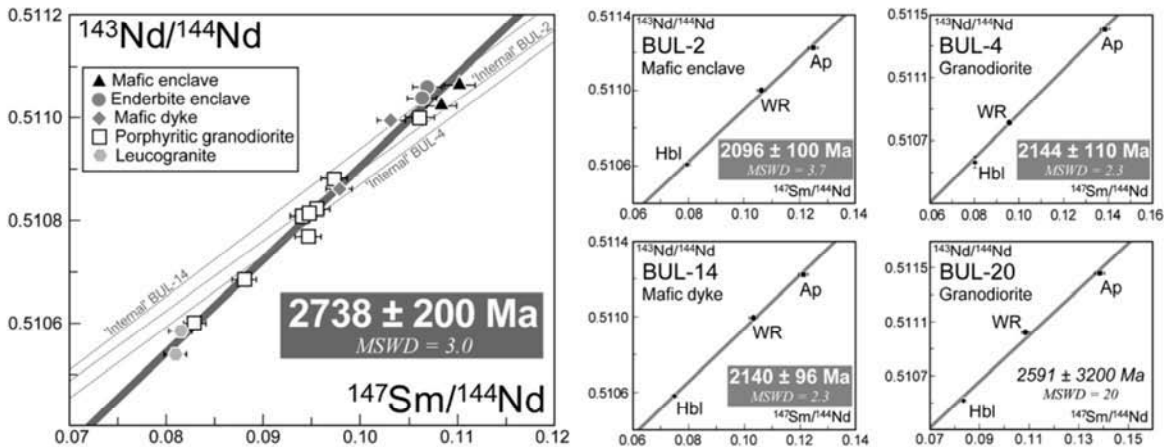


Fig. 5. (a) Sm-Nd isochron (thick grey line) established with 16 whole-rock samples from the Bulai pluton. In spite of a large error, the Sm-Nd age is consistent with the U-Pb age. The grey dashed lines represent "internal" isochrons detailed in Fig. 5b (BUL-20 is not reported). (b) Sm-Nd "internal" isochrons for the 4 samples dated by U-Pb on zircon. Each isochron is drawn from whole-rock (WR), hornblende (Hbl) and apatite (Ap) compositions. These isochrons systematically yield ages about $\sim 2.0\text{ Ga}$ (except for BUL-20 which is meaningless) similar with the one of the M_3/D_3 structural-metamorphic overprint. Error bars are 2σ in all diagrams.

of quartz and orthoclase. These rocks often present a granoblastic texture, very similar to that of the matrix of porphyritic granodiorites (Fig. 3g).

Enderbites, charnockites and charno-enderbites were reported as part of the Bulai complex (Barton et al., 1994; Holzer, 1995; Watkeys, 1984). In the studied area, these facies outcrop as enclaves (as large as a hundred metres) within the porphyritic granodiorite. They differ from the other facies by the presence of clinopyroxene within large clusters of hornblende, quartz and oxides (Fig. 3h). Sub-euhedral small crystals (<0.5 mm) of orthopyroxene are also present in the matrix. Although these rocks appear as enclaves within the granodiorite with relatively sharp contacts between both rock types (Fig. 3i), their chemical features suggest that they belong to the Bulai suite (see Section 4). Thus, we consider that they represent early mafic intrusions rather than reworked basement.

In summary, field and petrographic data show that the Bulai pluton is a composite body, as many sanukitoids. The different facies share a homogeneous mineralogical assemblage and represent different cogenetic and coexisting magmas. Furthermore, the pluton did not undergo any subsolidus deformation but an episode of late static recrystallization represented by granoblastic textures and annealing developed during the ~2.0 Ga (M_3/D_3) metamorphic event. Consequently, the magmatic textures are relatively well preserved, and witness remnants of the petrography of sanukitoids such as a speckled appearance given by the numerous mafic aggregates and ubiquity of rounded mafic enclaves.

4. Geochemical characteristics of the Bulai pluton

Twenty-seven fresh samples representative of the different facies (12 porphyritic granodiorites, 3 MMEs, 4 enderbites, 5 mafic dykes and 3 leucogranite dykes) were selected for geochemical analyses. Descriptions of sample preparation and analytical techniques are given in the Appendix.

4.1. U–Pb and Sm–Nd dating

Four samples were selected for geochronological work: granodiorites BUL-4 and BUL-20, MME BUL-2 and mafic dyke BUL-14. Zircons were extracted for U–Pb *in situ* analysis by LA-ICP-MS, while separate hornblendes and apatites were analysed by TIMS in order to draw Sm–Nd internal isochrons. A whole-rock Sm–Nd isochron has also been built using 16 samples.

Zircons are often rounded, or display long prismatic shapes with rounded ends; they are generally light to medium brown. All grains exhibit complex internal oscillatory zoning (see Fig. 4), probably of igneous origin. Results of U–Pb dating are available as Supplementary Data and synthesized in Fig. 4. In all samples, analyses plot along a Discordia: most of the data points are less than 25% discordant, and few zircon analyses are concordant. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were calculated only with analyses having a discordance $\leq 15\%$. Granodiorite BUL-4 gives a discordant age (31 analyses) of 2592 ± 9 Ma (2σ ; MSWD = 2), identical within error to the concordant age (4 analyses; 2606 ± 24 Ma, 2σ ; MSWD = 0.33). Granodiorite BUL-20 yields an age of 2599 ± 11 Ma (33 analyses, 2σ ; MSWD = 1.05) that is slightly younger than the concordant age of 2627 ± 18 Ma (4 analyses, 2σ ; MSWD = 0.7). Finally, the monzodiorite dyke BUL-14 provides an age of 2589 ± 12 Ma (30 analyses, 2σ ; MSWD = 3.7) identical to the concordant age of 2593 ± 17 Ma (5 analyses, 2σ ; MSWD = 0.34).

On the contrary, the age of the monzodiorite enclave BUL-2 is poorly constrained, as we did not obtain concordant analyses and the data set fails in defining a Discordia line. However, the upper intercept of the rough trend defined by 44 analyses yields an age of 2617 ± 64 Ma (2σ ; MSWD = 13) which is in good agreement with the ages provided by the three other samples.

We interpret these ages as being those of zircon crystallization and consequently of Bulai pluton cooling and emplacement. These ages are similar to those already published (Barton et al., 1994; Kröner et al., 1999; Zeh et al., 2007), thus corroborating that the Bulai pluton emplaced between 2.58 and 2.61 Ga. In addition, all the measured

Table 1

Sm–Nd isotopic compositions measured in both whole rock (WR) and mineral fractions (Ap = apatite; Hbl = hornblende) of the Bulai samples, and calculations of initial isotopic signature ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ at 2.6 Ga; ϵ_{Nd}) and model ages (T_{CHUR}).

Sample	Facies	Type	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $T = 2.6$ Ga	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}	$\pm 2\sigma$	T_{CHUR}^a (Ga)	$\pm 2\sigma$
BUL-1A	MME	WR	0.1102	0.0016	0.511065	0.000004	0.50918	0.00005	−0.34	0.89	2.78	0.05
BUL-2	MME	WR	0.1061	0.0015	0.511000	0.000006	0.50918	0.00004	−0.26	0.86	2.76	0.05
		WR ^b	0.1061	0.0016	0.510998	0.000005	0.50918	0.00004	−0.29	0.86	2.77	0.05
		Ap	0.1247	0.0018	0.511224	0.000010						
		Hbl	0.0794	0.0011	0.510609	0.000010						
BUL-34	Enderbite	WR	0.1065	0.0015	0.511040	0.000004	0.50921	0.00004	+0.42	0.86	2.71	0.05
BUL-35	Enderbite	WR	0.1063	0.0015	0.511039	0.000006	0.50922	0.00004	+0.44	0.86	2.71	0.05
BUL-11	"Lamprophyre"	WR	0.0973	0.0014	0.510882	0.000004	0.50921	0.00004	+0.40	0.79	2.70	0.04
BUL-14	"Lamprophyre"	WR	0.1031	0.0015	0.510995	0.000010	0.50923	0.00004	+0.64	0.85	2.69	0.05
		Ap	0.1210	0.0017	0.511223	0.000010						
		Hbl	0.0748	0.0011	0.510580	0.000010						
BUL-4	Granodiorite	WR	0.0955	0.0014	0.510817	0.000005	0.50918	0.00004	−0.26	0.77	2.75	0.04
		WR ^b	0.0953	0.0013	0.510819	0.000006	0.50918	0.00004	−0.17	0.76	2.74	0.04
		Ap	0.1382	0.0020	0.511406	0.000010						
		Hbl	0.0801	0.0012	0.510567	0.000036						
BUL-10	Granodiorite	WR	0.0949	0.0013	0.510817	0.000004	0.50919	0.00004	−0.07	0.77	2.73	0.04
BUL-16	Granodiorite	WR	0.0946	0.0013	0.510769	0.000004	0.50915	0.00004	−0.91	0.76	2.80	0.04
BUL-20	Granodiorite	WR	0.1083	0.0015	0.511024	0.000005	0.50917	0.00004	−0.53	0.87	2.79	0.05
		WR ^b	0.1084	0.0015	0.511021	0.000006	0.50916	0.00004	−0.62	0.87	2.80	0.05
		Ap	0.1384	0.0020	0.511460	0.000010						
		Hbl	0.0834	0.0012	0.510516	0.000010						
BUL-21	Granodiorite	WR	0.0941	0.0013	0.510809	0.000004	0.50920	0.00004	+0.06	0.76	2.72	0.04
BUL-22	Granodiorite	WR	0.0829	0.0012	0.510600	0.000005	0.50918	0.00003	−0.31	0.67	2.74	0.03
BUL-23	Granodiorite	WR	0.0880	0.0012	0.510685	0.000005	0.50918	0.00004	−0.35	0.71	2.75	0.03
BUL-27	Granodiorite	WR	0.0978	0.0014	0.510862	0.000005	0.50919	0.00004	−0.16	0.79	2.75	0.04
BUL-12	Leucogranite	WR	0.0819	0.0012	0.510599	0.000004	0.50920	0.00003	+0.04	0.66	2.71	0.03
BUL-26	Leucogranite	WR	0.0825	0.0012	0.510562	0.000005	0.50915	0.00003	−0.91	0.67	2.78	0.03

^a CHUR model from Jacobsen and Wasserburg (1984).

^b Sample duplicates.

ages fall in the same range, inside the analytical error bars; thus, following Zeh et al. (2007), we consider that the Bulai pluton emplaced within a short period of time.

It is noteworthy that none of the analysed zircon crystals recorded the M_3/D_3 thermal overprint. Indeed, we never obtained near-concordant Palaeoproterozoic ages, and the Discordia lines point to the origin of the plot and not to ~2.0 Ga. Consequently, the discordance seems a result of continuous Pb loss rather than of any perturbation of the U–Pb system by the late recrystallization event.

Results of Sm–Nd analyses are summarized in Table 1 and Sm–Nd isochrons are presented in Fig. 5. The internal isochrons are relatively well defined (MSWD = 1.8–3.3), excepted for BUL-20 (MSWD = 20). They give Palaeoproterozoic ages ranging between 1.99 and 2.37 Ga, which are systematically younger than the U–Pb zircon ages. On the other hand, the external isochron exclusively built from whole rocks, in spite of some scatter (MSWD = 3.1), provides a significantly older Archaean $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ age of 2738 ± 200 Ma, in agreement with the U–Pb range of 2577–2610 Ma. Consequently, we interpret the whole-rock isochron as dating the crystallization of the Bulai pluton, which also means that the Sm–Nd system remained closed at the whole-rock scale. By contrast, the Palaeoproterozoic ages obtained by internal isochrons demonstrate that individual minerals behaved as open systems for Sm–Nd isotopes. We interpret these ages as being those of the M_3/D_3 tectono-metamorphic event.

In summary, isotopic re-equilibration took place at the grain-size scale during the Palaeoproterozoic granulite metamorphism, but the whole-rock isotopic composition of our samples remained unchanged. Consequently, the chemistry of the Bulai whole-rocks is considered as representative of that of their parental magma. Such an extrapolation is reasonable for major and most trace elements. However, one must keep in mind that most “mobile” elements, such as Cs, Rb, Ba, U and Pb, are likely to have undergone greater perturbations than Sm and Nd. Thus, the whole-rock compositions in “mobile” elements will be considered with a more critical point of view for any petrogenetic interpretation.

4.2. Major element geochemistry

Whole-rock analyses of the Bulai pluton are reported in Table 2. All samples plot along a calc-alkaline trend in the Na–K–Ca triangle (Barker and Arth, 1976) and cover the fields of granodiorite and quartz-monzonite in the feldspar triangle (An–Ab–Or, O'Connor, 1965) (Fig. 6). These characteristics clearly highlight that these rocks differ from the Archaean TTG series. In Harker diagrams (Fig. 6), data plot along linear trends: typically, all oxides are negatively correlated with SiO_2 , except K_2O that displays a slightly positive correlation. In the K_2O vs. SiO_2 diagram, all data plot in the high-K calc-alkaline to shoshonitic fields of Le Maître (1989).

The porphyritic granodiorites are SiO_2 -rich (60.52–67.29 wt.%), with high $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (6.94–7.90 wt.%) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. They are slightly metaluminous ($A/\text{NK} \sim 1.6$; A/NK = molecular ratio $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K})$), and $A/\text{CNK} = 0.91$ –1.05; A/CNK = molecular ratio $\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, iron- and magnesium-rich ($\text{FeO}_T + \text{MgO} = 4.54$ –7.76 wt.%) and have relatively high Mg# (38–45) for such SiO_2 -rich rocks. Leucogranites are SiO_2 -richer (71.48–74.36 wt.%) with high $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (7.46–8.44); contrarily to granodiorites they are peraluminous ($A/\text{CNK} > 1$). They significantly differ from the granodiorites by their lower $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ (1.41–2.76 wt.%) but like them they have relatively high Mg# (42–43).

Among the mafic facies, enderbites and mafic dykes roughly display the same range of SiO_2 content (52.05–54.32 and 52.54–58.42 wt.%, respectively), whilst silica contents of MME are even lower (46.11–48.82 wt.%). Their Mg# (28–51) varies in the same range as in granodiorites and leucogranites, which can be accounted for by the relatively high FeO_T contents (6.03–12.33 wt.%) compared to MgO. Both MME and enderbites are metaluminous ($A/\text{NK} \sim 1.95$ and $A/\text{CNK} < 0.83$) and alkali-rich ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 5.28$ –6.66), but they are

less potassic than the granodiorites ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.61$ –0.77). Mafic dykes show contrasted compositions and they can be divided into a “lamprophyre” group ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.29$ –1.47) and a more “sodic” group ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.53$ –0.63), both being Al_2O_3 -rich (16.75–20.81 wt.%). In addition, all mafic facies have high TiO_2 (1.07–2.89 wt.%) and P_2O_5 (0.35–1.79 wt.%) contents.

Fig. 6 also shows that Bulai samples plot within the compositional field of the “high-Ti sanukitoids” as defined by Martin et al. (2009). It is noteworthy that the 3 “sodic” dykes often plot far away from the sub-linear correlation defined by the other facies. Consequently, they probably do not belong to the Bulai suite and will not be considered in any further detail.

4.3. Trace elements

The trace element composition of Bulai rocks is presented in primitive mantle-normalized multi-element diagrams and also as chondrite-normalized REE patterns (Fig. 7). The most characteristic feature of the Bulai suite is its high content in all incompatible elements. From this point of view they clearly look like “high-Ti sanukitoids” (Martin et al., 2009) as already noticed on the basis of major elements. Another characteristic of these rocks is that they present parallel REE patterns, the amount of REE being negatively correlated with SiO_2 content (Fig. 8). In particular, the mafic facies exhibit extreme enrichment in LREE ($\text{La}_N = 169$ –313). However, the steepness of the REE patterns increases with the degree of differentiation of the magma (Fig. 8). All rocks display a negative Eu anomaly ($\text{Eu}_N/\text{Eu}^* = 0.52$ –0.96; $\text{Eu}^* = [\text{Sm}_N + \text{Gd}_N]/2$) except the leucogranites which have $\text{Eu}_N/\text{Eu}^* > 1.44$.

Alike REE, Nb is negatively correlated with SiO_2 (Fig. 8). In spite of high concentrations (up to 45.6 ppm in MMEs), it displays a typical negative anomaly which increases with differentiation: Nb_N/Nb^* ($\text{Nb}^* = [\text{K}_N + \text{La}_N]/2$) ranges from 0.31 in MMEs to 0.03 in leucogranites. Similarly, all samples show a Ti negative anomaly. Zr contents are high (up to 1128 ppm) when compared with TTG (~135 ppm), BADR (~171 ppm) and sanukitoids (~237 ppm).

Bulai rocks are also rich in LILE: Rb, Ba and K are more than 2 orders of magnitude richer than the primitive mantle (Fig. 7). However, when compared with other Archaean plutonic rocks, they are less enriched in LILE. For instance, the average Rb_N/La_N is lower than 1.5 in Bulai rocks, whereas it is 2.3 in TTG. The Bulai pluton also shows a strong, negative Sr anomaly: Sr/Nd is typically below 10, which is significantly lower than in classical sanukitoids (12–21) or average TTGs (~22; values from Martin et al., 2009). All these observations must be moderated for the “lamprophyre” dykes that have high Rb, Ba, K and Sr contents compared with other mafic rocks (Fig. 7) and are not valid for leucogranites that show high Rb_N/La_N (2.3–7.4) and no negative Sr anomaly.

Transition element contents are also negatively correlated with SiO_2 . They have low values in leucogranites, moderate ones in granodiorites, whereas mafic facies are rich in Cr (41–109 ppm), Ni (30–43 ppm) and V (126–178 ppm). These compositions are like those of high-Ti sanukitoids that, for a silica content of 58 wt.%, have Cr ~58 ppm, Ni ~36 ppm and V ~127 ppm (Martin et al., 2009).

4.4. Nd isotopes

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratios and model ages of selected Bulai samples were calculated using the present-day values for the CHUR reservoir ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; Jacobsen and Wasserburg, 1984). All the studied samples have identical $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial ratios and $\epsilon_{\text{Nd}}(T = 2.6 \text{ Ga})$ (within error), regardless of the facies (Table 1; Fig. 9a): ϵ_{Nd} varies between –0.91 and +0.64 (between –1.5 and +1.5 when error bars are taken into account). Similarly, T_{CHUR} ranges from 2.69 to 2.80 Ga, which is only 0.1–0.2 Ga older than the magmatic U–Pb age. These results are consistent with data obtained for Neoproterozoic magmatism in

Table 2

Whole-rock major (wt.%) and trace (ppm) element compositions of samples from the Bulai pluton.

	BUL-1A	BUL-2	BUL-48	BUL-34	BUL-35	BUL-36	BUL-49	BUL-11	BUL-14	BUL-6	BUL-7	BUL-9
Facies	MME			Enderbite								
<i>Major elements (wt.%)</i>												
SiO ₂	46.11	48.26	48.82	52.87	54.32	52.05	53.96	52.54	58.42	54.05	54.90	55.50
TiO ₂	2.89	2.34	2.05	1.70	1.65	1.81	1.51	1.81	1.42	2.33	1.08	1.07
Al ₂ O ₃	16.24	17.34	17.45	16.48	16.54	16.70	16.89	18.42	16.75	19.09	20.80	20.10
FeO ^a	12.33	10.27	8.14	8.14	7.32	6.81	7.52	6.96	6.03	6.88	6.56	6.87
MnO	0.14	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.06	0.05	0.05	0.05
MgO	3.75	3.59	3.82	3.85	3.39	3.95	3.32	2.56	1.94	2.35	1.52	1.36
CaO	8.10	8.01	6.75	7.28	6.58	7.60	6.47	5.88	4.40	5.28	5.41	5.15
Na ₂ O	3.52	3.88	3.63	3.42	3.46	3.27	3.69	3.60	3.31	4.42	4.94	4.72
K ₂ O	2.70	2.48	2.73	2.12	2.45	2.01	2.97	4.63	4.88	2.80	2.60	2.96
P ₂ O ₅	1.79	1.42	0.99	0.84	0.76	0.96	0.79	0.99	0.73	0.72	0.37	0.35
LOI ^b	0.5	0.5	1.9	0.7	0.7	0.5	1.0	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7
Total	98.08	98.21	96.41	97.52	97.29	95.78	98.25	98.32	98.74	97.67	97.91	97.83
Mg# ^c	40	41	48	51	51	50	51	42	39	40	32	28
<i>Trace elements (ppm)</i>												
V	178	157	165	142	126	149	134	119	96	126	101	109
Cr ^d	62	41	109	103	89	109	55	21	27	<d.l. ^e	<d.l.	<d.l.
Ni	32	31	43	37	30	35	37	23	19	14	9	10
Rb	59	67	90	54	46	50	83	109	88	92	70	76
Sr	691	794	510	637	597	662	537	1405	987	547	699	710
Y	86	71	45	51	49	42	39	38	40	16	15	13
Zr	697	939	767	554	769	608	514	661	505	1128	923	813
Nb	45.6	38.1	24.3	26.1	24.9	25.1	21.2	24.2	20.9	23.8	10.1	11.2
Ba	1337	1340	949	1304	1515	1209	1063	4407	2322	1723	1191	1442
La	197.0	202.7	152.3	127.4	141.8	127.5	109.4	171.2	125.9	81.9	77.4	75.9
Ce	448.3	435.8	329.3	280.3	305.0	278.1	246.6	286.0	269.2	153.1	139.1	132.4
Pr	58.58	54.97	38.52	33.76	35.22	32.62	30.82	38.38	33.63	18.59	15.54	14.76
Nd	245.1	216.2	147.0	140.0	142.1	128.5	121.7	150.7	130.1	70.0	59.3	54.0
Sm	40.63	35.75	22.79	23.49	22.93	20.01	19.55	23.16	21.94	10.21	8.41	7.89
Eu	5.51	5.43	3.43	4.05	3.96	3.74	3.78	5.42	4.54	2.59	2.91	2.93
Gd	30.73	25.88	15.80	17.36	16.63	14.62	13.46	16.09	15.52	7.08	5.87	5.31
Tb	4.03	3.31	2.12	2.41	2.29	1.81	1.78	1.88	1.90	0.83	0.70	0.64
Dy	17.89	15.08	9.69	11.15	10.21	8.63	8.08	8.14	8.74	3.48	3.05	2.75
Ho	3.22	2.61	1.50	1.83	1.69	1.40	1.28	1.32	1.38	0.60	0.51	0.48
Er	7.54	6.26	3.72	4.38	4.09	3.43	3.16	3.12	3.40	1.45	1.35	1.13
Tm	1.03	0.86	0.50	0.58	0.54	0.47	0.44	0.45	0.50	0.18	0.18	0.16
Yb	5.86	4.77	2.74	3.24	3.08	2.78	2.51	2.71	2.92	1.06	1.13	1.02
Lu	0.72	0.63	0.40	0.43	0.43	0.38	0.34	0.35	0.41	0.13	0.16	0.14
Hf	16.1	21.9	19.3	13.8	17.5	14.5	12.7	12.5	12.3	23.7	19.7	17.6
Ta	2.2	1.7	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	1.3	1.0	1.0	0.4	0.6
Pb	2.6	3.6	5.9	3.9	4.0	3.4	3.8	2.8	4.4	1.7	2.1	1.9
Th	8.9	14.7	25.1	15.1	15.1	14.9	19.0	7.3	9.2	3.3	2.6	2.7
U	2.1	2.4	2.1	0.7	1.0	0.8	1.6	2.2	1.0	1.1	1.1	1.0

^a All iron recalculated in FeO.^b LOI = Loss of ignition.^c Mg# = [Mg/(Mg + Fe^{II})] (molar).^d Cr recalculated in ppm from analysis of Cr₂O₃ (in wt.%).^e <d.l. = below detection limit.

the Northern Marginal Zone (Berger et al., 1995) and the Francistown greenstone belt (Southern Zimbabwe Craton; Zhai et al., 2006). They are not in agreement with the results of Zeh et al. (2007) that calculated an Hf model age of 3.22 ± 0.06 Ga for granite sample Bu1 and concluded that it represents melting of older crustal material. However, this assumption lies on a unique sample and may not be reliable for the whole pluton. Our self-consistent data set for initial isotopic compositions rather suggests that the signature of the Bulai pluton is apparently “juvenile” (Fig. 9b).

5. Discussion: petrogenesis of the Bulai mafic facies

Many chemical characteristics of the mafic facies of the Bulai pluton show that they originated more or less directly from the mantle (see below). Unravelling their petrogenesis should provide constraints about the geodynamic environment in which the mantle melted, thus, we will focus only on the origin of the less differentiated end-member of the Bulai suite in the following discussion.

5.1. Magma source

MMEs, enderbites and mafic dykes share low silica contents (46–58 wt.%) and high FeO_T + MgO (8–16 wt.%), together with relatively high Mg# (40–50) and high transition-element contents. These characteristics, coupled to “juvenile” isotopic signatures, indicate that a mantle component played a prominent role in their genesis. On the other hand, they are rich in all incompatible elements. This could result from crustal contamination during or after magma emplacement. However, the very high LREE and HFSE contents of mafic facies (e.g. up to 200 ppm La; 450 ppm Ce; 45 ppm Nb; 85 ppm Y) would require a contaminant even richer in these elements, which was not sampled until now in the Central Zone of the Limpopo belt. Moreover, the negative correlation between SiO₂ and incompatible trace elements (Fig. 8) as well as the absence of correlation between SiO₂ and $\epsilon_{\text{Nd}}(T = 2.6 \text{ Ga})$ (Fig. 9a), preclude any significant contamination by older continental crust.

The accumulation of accessory phases preferentially incorporating some trace elements (e.g. allanite for LREE and Th, apatite for Sr and

	BUL-1B	BUL-4	BUL-10	BUL-15	BUL-16	BUL-20	BUL-21	BUL-22	BUL-23	BUL-27	BUL-28	BUL-29	BUL-12	BUL-13	BUL-26
Facies	Porphyrific granodiorite												Leucogranite dyke		
Major elements (wt.%)															
SiO ₂	62.80	60.52	61.80	62.00	67.07	66.74	63.52	67.29	65.30	63.29	65.23	66.26	71.50	72.60	74.36
TiO ₂	0.95	1.20	1.11	1.09	0.68	0.73	0.91	0.64	0.76	1.01	0.83	0.78	0.38	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	16.30	16.08	16.30	16.10	15.21	14.94	15.78	15.56	16.11	15.41	15.64	15.19	14.40	14.58	13.54
FeO ^a	4.71	5.82	5.53	5.62	3.60	3.73	4.93	3.45	3.85	5.15	4.38	4.23	2.02	1.04	1.03
MnO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01
MgO	1.46	1.94	1.79	1.79	1.51	1.50	1.70	1.09	1.39	1.71	1.42	1.38	0.74	0.40	0.38
CaO	3.97	4.64	4.36	4.13	3.19	3.62	3.84	2.60	3.39	3.82	3.55	3.57	2.27	1.74	1.52
Na ₂ O	3.26	3.33	3.50	3.43	3.13	3.15	3.45	2.96	3.32	3.17	3.38	3.42	2.86	3.34	2.60
K ₂ O	4.44	3.89	3.44	3.85	4.02	3.98	3.93	4.87	4.58	4.33	3.99	3.56	4.60	5.24	5.84
P ₂ O ₅	0.57	0.72	0.54	0.53	0.28	0.27	0.44	0.29	0.29	0.46	0.35	0.31	0.14	0.08	0.07
LOI ^b	0.5	0.6	0.5	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.2	0.6	0.4	0.5	0.5	0.5	0.2
Total	98.96	97.80	98.88	98.94	99.32	99.21	99.06	99.38	99.24	99.01	99.23	99.25	98.44	98.72	99.77
Mg# ^c	38	40	39	39	45	44	41	39	42	40	39	39	42	43	42
Trace elements (ppm)															
V	64	84	79	75	54	58	75	50	56	74	59	62	28	17	22
Cr ^d	14	<d.l.	21	14	27	21	21	21	27	27	21	27	<d.l.	<d.l.	14
Ni	14	16	15	17	18	17	19	13	14	19	14	14	5	2	3
Rb	102	98	101	93	97	91	101	101	102	95	106	104	95	196	124
Sr	741	710	621	589	372	463	498	382	460	506	371	340	504	230	214
Y	32	39	25	33	11	30	26	11	16	33	24	27	5	6	4
Zr	437	582	670	505	233	300	403	325	413	420	417	374	205	114	131
Nb	14.2	16.8	15.6	16.6	9.1	14.2	13.9	6.8	10.6	16.8	15.0	16.3	4.0	3.6	2.9
Ba	2577	2076	1631	1554	1277	1208	1399	1409	1441	1580	1150	1006	1956	897	622
La	84.3	154.7	119.1	135.4	59.7	76.7	101.0	78.2	94.3	129.4	80.0	125.3	45.1	28.4	30.0
Ce	175.9	301.3	233.4	250.8	114.7	169.8	201.2	145.1	180.9	255.2	156.5	236.5	74.4	42.2	48.9
Pr	21.63	35.55	27.41	30.66	13.37	21.06	23.54	16.12	19.96	29.31	18.42	26.06	7.62	4.31	5.01
Nd	86.8	136.4	105.3	111.4	49.1	77.7	86.0	55.1	68.5	106.9	68.0	90.6	26.0	15.0	15.6
Sm	14.71	20.62	15.11	17.43	7.56	13.47	13.74	7.58	9.87	16.66	11.45	13.64	3.46	2.31	2.14
Eu	3.35	3.67	3.05	3.37	1.90	2.42	2.81	2.07	2.30	3.03	2.19	2.11	1.97	1.19	0.85
Gd	11.08	14.91	10.46	12.30	5.13	9.25	9.53	4.98	6.49	11.58	8.11	9.57	2.24	1.59	1.30
Tb	1.52	1.89	1.28	1.53	0.58	1.25	1.17	0.56	0.78	1.49	1.08	1.23	0.24	0.22	0.13
Dy	6.79	8.42	5.50	6.94	2.39	5.98	5.48	2.35	3.53	6.86	4.94	5.37	1.06	1.08	0.72
Ho	1.25	1.45	0.92	1.14	0.37	1.02	0.88	0.37	0.58	1.14	0.84	0.91	0.17	0.19	0.11
Er	2.85	3.44	2.29	2.73	0.87	2.58	2.15	0.90	1.42	2.79	2.11	2.29	0.40	0.48	0.28
Tm	0.39	0.47	0.32	0.41	0.12	0.38	0.32	0.12	0.19	0.40	0.31	0.31	0.05	0.08	0.05
Yb	2.08	2.59	1.88	2.23	0.67	2.10	1.79	0.72	1.09	2.29	1.66	1.73	0.39	0.40	0.26
Lu	0.27	0.34	0.26	0.31	0.09	0.28	0.26	0.11	0.16	0.32	0.23	0.23	0.05	0.07	0.05
Hf	10.2	13.5	15.8	12.9	6.5	8.1	10.4	8.7	10.3	11.1	10.9	10.3	5.0	3.6	4.2
Ta	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	1.1	0.6	0.2	0.5	0.8	0.6	0.6	0.1	0.2	0.2
Pb	2.6	6.2	4.4	7.0	5.7	5.7	6.7	4.1	5.0	6.3	5.5	8.6	5.1	3.5	3.3
Th	5.1	28.5	18.7	24.9	23.4	25.7	21.1	11.4	21.0	33.5	20.5	39.4	24.2	6.2	45.4
U	1.2	1.8	1.9	2.1	1.3	1.5	2.3	1.4	1.7	1.4	2.8	3.0	1.1	0.9	2.2

MREE, zircon for Zr and HREE) could also account for the enrichment of these rocks. However, this would imply that the mafic facies are at least partly cumulates, while field relationships and petrographic observations show that they derive from the crystallization of magmatic liquids.

Therefore, the great enrichment in incompatible trace elements is necessarily inherited from the source of the Bulai less-differentiated magmas. Thus, the mantle source of the mafic facies must have been previously enriched by a metasomatic event.

5.2. Nature of the metasomatic agent

Two distinct metasomatic endmembers can account for mantle enrichment: (1) an aqueous fluid and (2) a hydrous melt. The Bulai mafic magmas are enriched in HFSE such as Nb (up to 46 ppm) and Ti (up to 1.73 wt.%). Due to their high $Kd_{rock/fluid}^{HFSE}$, these elements cannot be significantly dissolved and carried by fluids (e.g. Audétat and Keppler, 2005; Brenan et al., 1994, 1995; McCulloch and Gamble,

1991; Tatsumi et al., 1986; Tropper and Manning, 2005). Consequently, the high HFSE content of Bulai mafic magmas precludes a prominent role played by fluid metasomatism. By contrast, felsic melts can transport and transfer Nb and Ti into the mantle source (Brenan et al., 1995) because of their low $Kd_{rock/magma}^{HFSE}$. This is frequently invoked to account for the HFSE abundance (Nb > 20 ppm) in some mantle derived arc volcanics such as Nb-enriched basalts (NEB) (Defant et al., 1992; Reagan and Gill, 1989; Sajona et al., 1996). In addition, petrological experiments have demonstrated that a hydrous melt is much more efficient as a metasomatic agent than an aqueous fluid (Brenan et al., 1995; Hermann and Rubatto, 2009; Prouteau et al., 2001), which accounts for the extreme enrichment in all incompatible trace elements in the Bulai mafics.

5.3. Origin of the metasomatic agent

The Bulai mafic magmas share unequivocal affinities with high-Ti sanukitoids. Therefore, it is reasonable to assume that they could

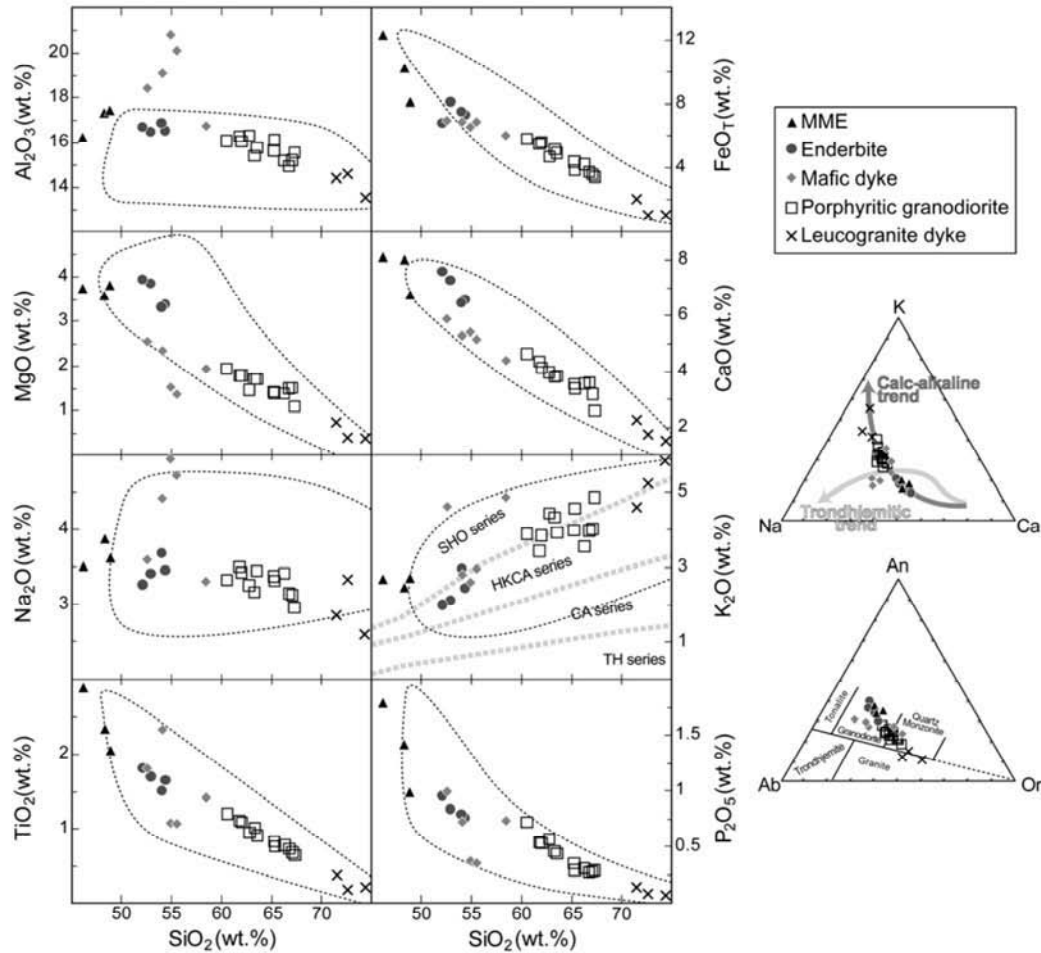


Fig. 6. Major element characteristics of the Bulai rocks presented in Harker diagrams, Na–K–Ca triangle (Barker and Arth, 1976) and feldspar triangle (An–Ab–Or, O'Connor, 1965). The most important features are: (i) samples plot along calc-alkaline trends and show no affinity with TTG series; (ii) all elements but K_2O , are negatively correlated with SiO_2 . In addition, the compositional variability of the Bulai suite overlaps the field of “high-Ti sanukitoids” (dashed areas, Martin et al., 2009). Fields in the K_2O vs. SiO_2 diagram are from Le Maître (1989); TH = tholeiitic; CA = calc-alkaline; HKCA = high-K calc-alkaline; SHO = shoshonitic.

derive from a mantle source hybridized with TTGs. This hypothesis is supported by the fact that the Bulai rocks (high $Nb/Y > 0.5$ and $La/Yb > 33$) plot within the field of melts derived from a mantle source enriched by TTG liquids in the Nb/Y vs. La/Yb discrimination diagram (Martin et al., 2009) (Fig. 10).

However, this mechanism alone cannot account for some geochemical features of the Bulai pluton. Indeed, it fails in explaining the Sr depletion with respect to LREE ($Sr/Nd = 3–10$). The strongest Sr negative anomalies are found in the less differentiated magmas (MMEs), and consequently preclude Sr depletion by plagioclase fractionation during late fractional crystallization. Another possibility would be that plagioclase was a stable residual phase during mantle melting. A first-order calculation shows that switch of Sr/Nd from 22 (average value of Archean TTG) to 3 is only achieved if 25% plagioclase remain in the residue when assuming $Kd_{Sr/LREE}^{plag/magma} \sim 20$ (Adam and Green, 2006) and $Kd_{Sr/LREE}^{mineral/magma} \sim 1$ for all other minerals. This appears totally unrealistic for an ultramafic assemblage. As a consequence, the only possibility for the Sr negative anomaly consists in having an already “Sr-depleted” mantle source.

Among the geological materials bearing a Sr negative anomaly, terrigenous sediments are by far the most common (Plank and Langmuir, 1998). Furthermore, experimental melting of natural pelagic clays produces melts with subchondritic Sr/Nd (e.g. Johnson and Plank, 1999). We compiled the major- and trace-element compositions of 66 samples (shales, pelites and greywackes) from

the neighbouring of the Limpopo Belt (Dominion Group, Witwatersrand and Ventersdorp Supergroups: Wroneciewicz and Condie, 1987; Jahn and Condie 1995; Bushwa: Fedo et al., 1996), referred SATS [South African Terrigenous Sediments] database in the rest of this study. They show extremely low Sr/Nd (average: 2.4 ± 0.4) as well as Nb, Eu and Ti negative anomalies, such as the Bulai magmas.

Involvement of sediments in Bulai magma genesis would not only account for Sr depletion, but would also explain the K_2O richness of the mafic magmas. Indeed, terrigenous sediments typically have high K/Na, and consequently, their melting would produce melts with higher K/Na than TTGs. In addition, sediments are also rich in HFSE, especially in Nb (Plank and Langmuir, 1998), which results in low Zr/Nb ratios in volcanic rocks having a significant sedimentary component in their source (e.g. Vroon et al., 1993). These considerations are illustrated by plots of Sr/Nd vs. K/Na and Zr/Nb , in which Bulai mafics plot within the compositional range of mixtures between the depleted mantle and magmatic liquids derived from sediment melting (Fig. 11). This is particularly true for MMEs and enderbites, whereas petrogenesis of “lamprophyre” dykes might involve a component with higher Sr/Nd and K/Na.

Finally, Fig. 12 shows that both the low Sr/Nb and the Nd isotopic composition of Bulai MMEs and enderbites can be satisfactorily reproduced by mixing a depleted mantle composition with ancient terrigenous sediments from the Kaapvaal Craton. However, as previously noticed, the compositions of the lamprophyric mafic

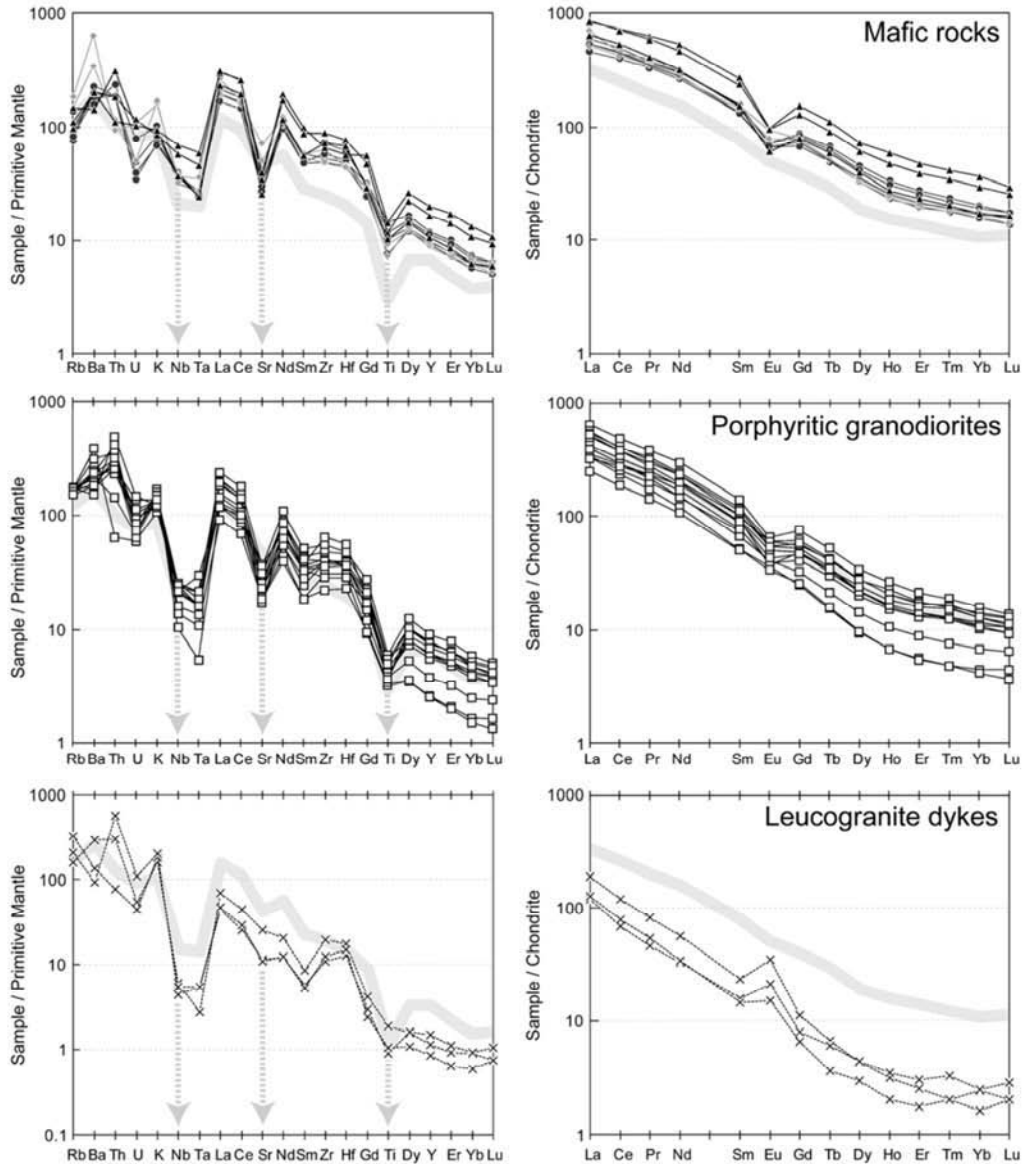


Fig. 7. Trace element compositions of the Bulai samples presented in primitive mantle-normalized trace elements patterns (left-hand side) and chondrite-normalized REE concentrations (right-hand side). Normalization values are from [McDonough and Sun \(1995\)](#). In all diagrams, the light grey pattern represents the average composition of “high-Ti sanukitoids” ([Martin et al., 2009](#)). Arrows indicate typical negative spikes in Nb(–Ta), Sr and Ti. Symbols are as in [Fig. 6](#). The “sodic” mafic dykes (see [Section 4.2](#)) are not represented.

dykes imply the presence of a high-Sr/Nb component in their source, such as an aqueous fluid. This hypothesis can account for their higher K, Sr and Ba contents with respect to MMEs and enderbites, and has already been proposed for late-Archaean alkaline dykes emplaced in the Musina area ([Watkeys and Armstrong, 1985](#)).

In conclusion, we propose that the Bulai mafic magmas, and in particular the MMEs and enderbites, derive from a mantle source previously enriched in trace elements by a liquid formed by partial melting of terrigenous sediments. Melting of detrital material and subsequent interaction with the mantle imply that sediments are located beneath a thick mantle slice, which can be easily achieved in subduction environments. This hypothesis is supported by the fact that the compositions of the Bulai mafic magmas are close to those of modern arc volcanics, which petrogenesis involves subducted sediments ([Fig. 13](#)). This is particularly obvious in discrimination plots such as Th/Yb vs. Ba/La ([Woodhead et al., 2001](#)) and U/Th vs. Th ([Hawkesworth et al., 1997](#)). The low U/Th of the Bulai mafic magmas can result from preferential removal of U over Th during granulite-

facies metamorphism, but this process cannot account for their high Th/Yb relative to “classical” arc volcanics, as Th is more mobile than Yb. Consequently, we consider that these geochemical signatures rather reflect source processes than post-magmatic perturbations.

5.4. Geochemical modelling

A quantitative, geochemical modelling has been performed in order to reproduce the chemical characteristics of both MME and enderbite. Modelling follows the three successive steps described in [Martin et al. \(2009\)](#). (1) The composition of a felsic magma is calculated by the batch melting (equation from [Shaw, 1970](#)) of a virtual terrigenous sediment which composition falls within the SATS database ([Table 3](#)), using a degree of melting of 20% and partition coefficients from [Johnson and Plank \(1999\)](#). (2) Melt obtained at step 1 is then mixed with depleted mantle material (using DM composition from [Workman and Hart, 2005](#)). The composition of the metasomatized mantle C_{mm} is obtained using a simple mass balance

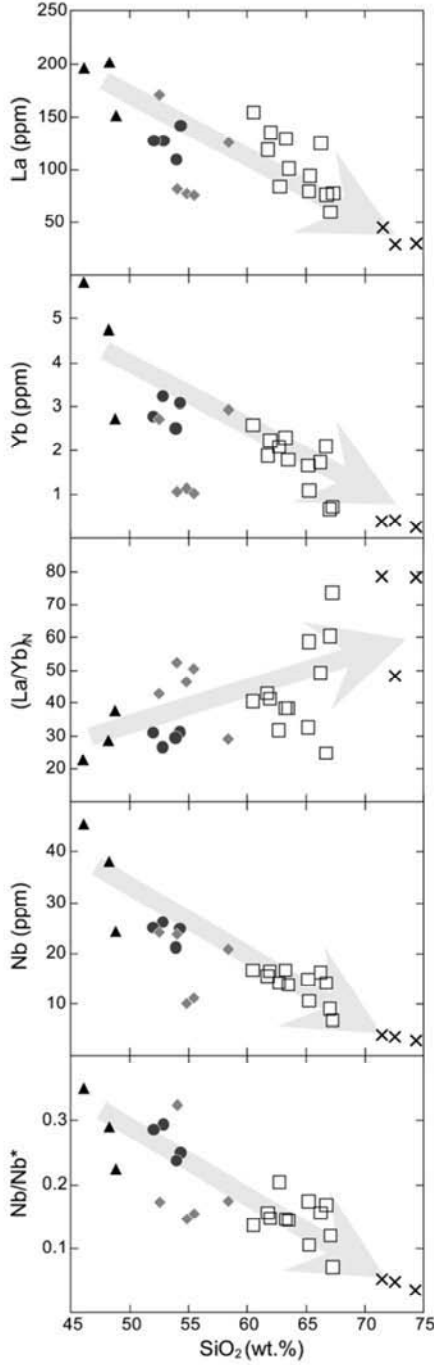


Fig. 8. Harker plots for La, Yb, $(La/Yb)_N$ (primitive mantle-normalized ratio), Nb and Nb/Nb^* ($Nb^* = (K_N + La_N)/2$) in the Bulai rocks. These diagrams evidence the negative correlation between SiO_2 and LREE (La), HREE (Yb) as well as HFSE (Nb). The Nb negative anomaly (Nb/Nb^*) also increases with the silica content, whereas the fractionation of the REE show the reverse behaviour. Symbols are as in Fig. 6.

calculation $C_{mm} = a.C_{melt} + (1-a).C_m$ where a is the percentage of felsic melt added to the mantle, C_m the composition of the depleted mantle and C_{melt} the composition of the felsic melt. (3) Batch melting ($\sim 5\%$) of the metasomatized mantle gives rise to Bulai magmas. Step 3 calculations are made using a Monte-Carlo-type numerical simulation. Input data are randomly chosen among $\pm 20\%$, $\pm 25\%$ and $\pm 50\%$ intervals for degree of melting, partition coefficients (based on values from Adam and Green, 2006) and initial contents (C_{mm}), respectively.

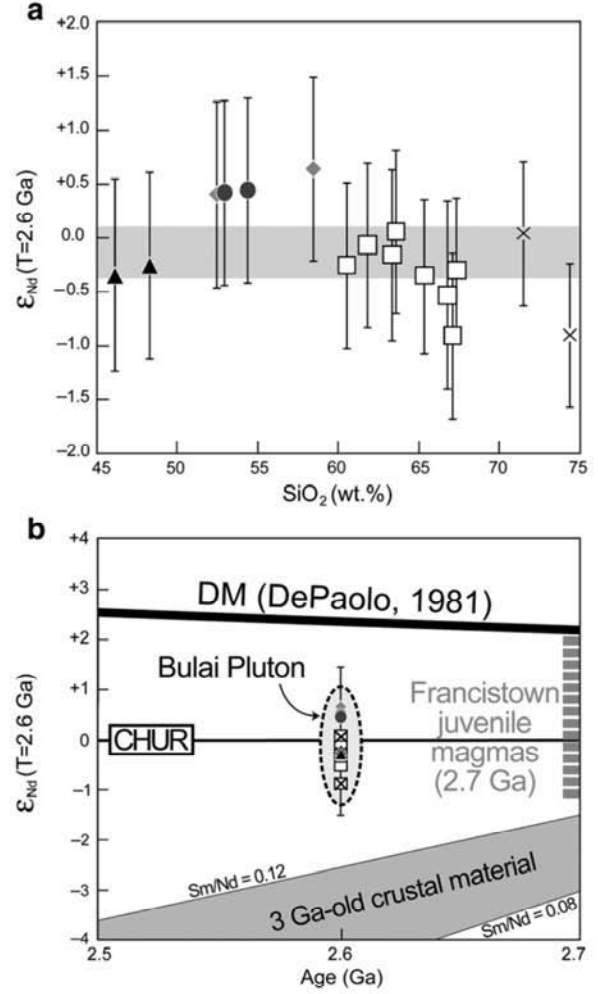


Fig. 9. $^{143}Nd/^{144}Nd$ initial isotopic compositions of the Bulai rocks. (a) $\epsilon_{Nd}(T=2.6 \text{ Ga})$ vs. SiO_2 diagram showing the "juvenile" character ($-1.5 < \epsilon_{Nd} < +1.5$) of all the rocks from the Bulai suite, regardless of their silica content. The error bars are 2σ uncertainty and the grey field represents the weighted average of all analyses. (b) Plot of ϵ_{Nd} vs. age. The isotopic signature of the Bulai samples is similar to the one of the Francistown juvenile TTGs and sanukitoids (Zhai et al., 2006), and far from the one of a virtual "pristine" crustal component extracted from the DM at 3 Ga (light grey field). Symbols are as in Fig. 6.

We consider a large uncertainty for C_{mm} because it is directly influenced by that of sediment-derived melts, which variability is poorly constrained given the wide range of published partition coefficients for melting of subducted sediments as well as uncertainties about melting rates. Calculations were repeated $N = 10^5$ times in order to statistically span the whole range of possibility. Results are synthesized in multi-element diagrams (Fig. 14).

Results show that the final enrichment in incompatible trace elements is closely related to the F_M/a ratio, as already noticed for sanukitoids (Martin et al., 2009). The best fit is found for low values of F_M/a (0.1–0.15), and the model that yields the best match between calculated and observed compositions (Fig. 14a) is obtained for $F_M = 5 \pm 1\%$ and $a = 0.4$ ($F_M/a \sim 0.125$). According to Martin et al. (2009), low F_M/a results in lowering MgO and increasing FeO and TiO_2 contents in the final melt, thus decreasing $Mg\#$, which is consistent with the Fe- and Ti-richness of the mafic magmas of Bulai pluton, as well as with their moderate $Mg\#$ (38–51).

High degrees of metasomatism (a) might appear unrealistic, but when applied to natural systems, the high computed melt:rock ratio (~ 0.67) could represent propagation of subducted-sediment-derived

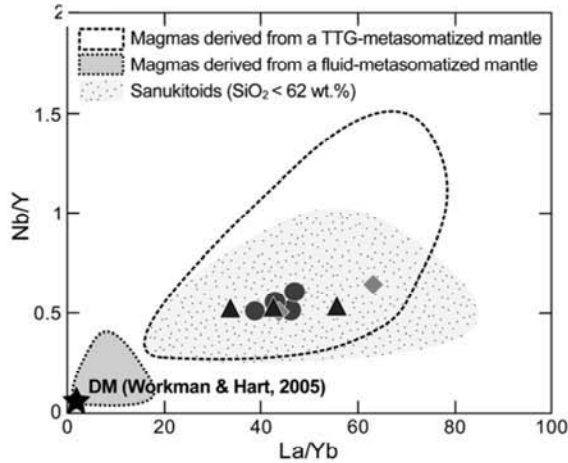


Fig. 10. Nb/Y vs. La/Yb diagram, discriminating magmas generated by melting of a mantle metasomatized by fluids (grey field) or by felsic melts (dashed field). Fields are from Martin et al. (2009). The Bulai mafic samples have high Nb/Y and La/Yb ratios, similar to those of mafic sanukitoids, which is in agreement with melt-induced metasomatism. Symbols are as in Fig. 6.

melts in small conduits, such that interaction with the mantle is extensive at the walls. Alternatively, if the sediment-derived melt was richer in incompatible elements, the degree of metasomatism needed to reach sufficient enrichment of the source would be lower. Similarly, low melting degree of the mantle (F_M) is questionable because physical extraction of ~5% melt is difficult. However, the produced liquids must have a low viscosity given their low silica contents (46–53 wt.% for MMEs and enderbites) that would trigger their extraction from the residual peridotite. It is also possible that Bulai MMEs and enderbites could have undergone a small extent of fractional crystallization that contributed to lower transition-element contents, Mg#, and to enrich the residual liquid in incompatible elements. In this case and for a same source composition, a higher melting rate F_M would account for the trace element concentrations of the “primary” magma.

In addition, without residual phlogopite (up to 10 wt.%), the computed melts do not reproduce the relative depletion of LILE (Rb, Ba, and K) with respect to LREE observed in the Bulai mafics (Fig. 14b). Several experiments demonstrated that interactions between a silicic hydrous melt and a mantle peridotite consume olivine and melt and produce a metasomatic, orthopyroxene-, pargasite- and phlogopite-bearing assemblage (Proureau et al., 2001; Rapp et al., 1999, 2003, 2010; Sen and Dunn, 1994). Comparison of trace-element partition

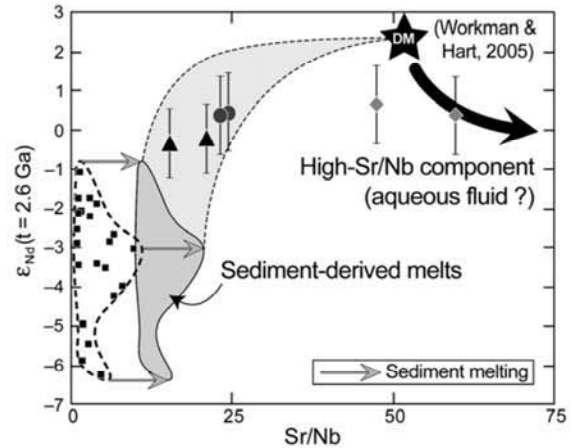


Fig. 12. Plot of ϵ_{Nd} values (calculated at 2.6 Ga) vs. Sr/Nb. The compositions of sediment-derived melts at 2.6 Ga were calculated using the isotopic and trace element compositions of Archean pelites from the Kaapvaal craton (black squares; Jahn and Condie, 1995) and Kds from Johnson and Plank (1999). MMEs (triangles) and enderbites (circles) plot within the mixing field (light grey, dashed area) between the resulting compositions and the depleted mantle, whereas “lamprophyres” (diamonds) point towards a high-Sr/Nb component which is probably an aqueous fluid. DM values are from Workman and Hart (2005) for Sr and Nb and De Paolo (1981) for ϵ_{Nd} .

coefficients between pargasite and phlogopite (values from Adam and Green, 2006) reveals that REE, HFSE and Sr concentrate in pargasite ($K_d^{parg/phl} > 2$) during crystallization of both phases, whereas LILE are the only elements to be preferentially partitioned into phlogopite ($K_d^{parg/phl} < 0.1$). In addition, pargasitic amphibole is the first phase to melt in a metasomatic assemblage, at 980–1000 °C (Schmidt and Poli, 1998). Therefore, a liquid produced by low degrees of melting of an amphibole- and phlogopite-bearing peridotite/pyroxenite will be enriched in LREE relative to LILE because amphibole is the main melt-producing phase (Rogers and Saunders, 1989), which is fully consistent with our geochemical modelling. Interestingly, incongruent melting of amphibole produces clinopyroxene, garnet and melt (Dalpé and Baker, 2000; Francis and Ludden, 1995). In such a case, garnet can remain stable over degrees of melting sufficiently wide to generate the fractionated REE patterns observed in Bulai, that do not appear when garnet lacks into the residue (Fig. 14b).

Nevertheless, it must be kept in mind that the LILE are much more “mobile” than the LREE, such as the misfit between calculated and observed composition without residual phlogopite might also be the result of partitioning between LILE and LREE during granulite-facies

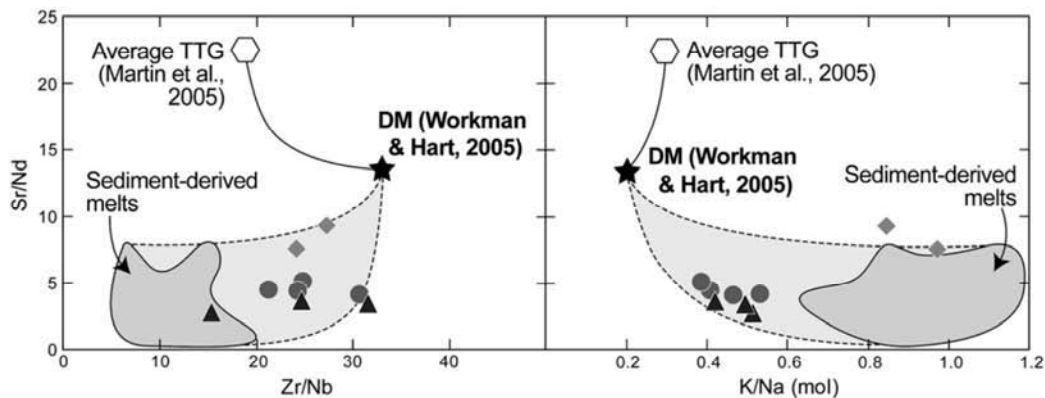


Fig. 11. Plots of Sr/Nd vs. K/Na (molar) and Zr/Nb. MMEs and enderbites plot within the compositional range of mixtures between depleted mantle (DM) and sediment-derived melts (light grey, dashed area). However, the petrogenesis of “lamprophyres” needs a component with higher Sr/Nd, such as an aqueous fluid. The compositional range of sediment-derived melts was calculated using batch melting of SATS (references in text), for degrees of melting ranging from 0.1 to 0.3, with partition coefficients from Johnson and Plank (1999). Symbols are as in Fig. 6.

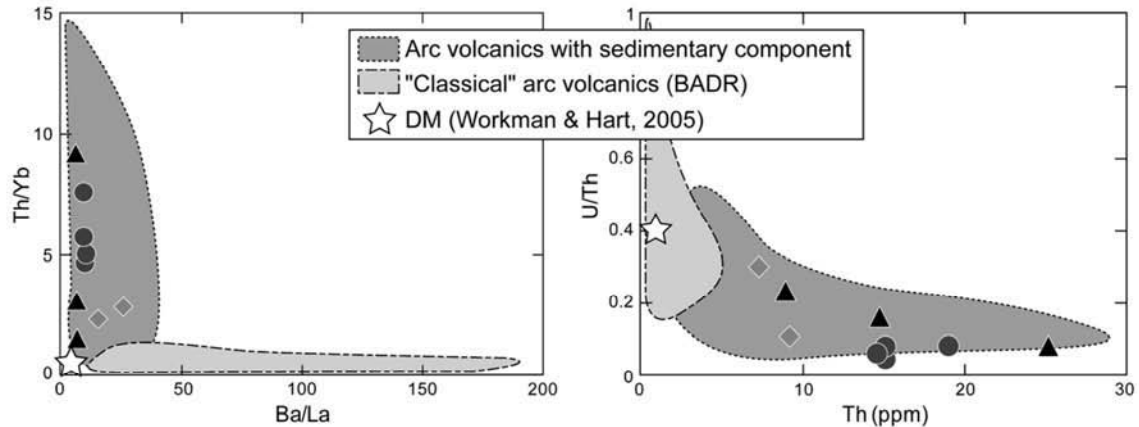


Fig. 13. Discrimination plots for modern arc volcanics between "classical" series (derived from a fluid-metasomatized mantle source; light grey field) and magmas with a sediment-derived magmatic component in their source (dark grey field). The mafic samples from Bulai belong to the latter group. Fields are from Woodhead et al. (2001) for Th/Yb vs. Ba/La and Hawkesworth et al. (1997) for U/Th vs. Th. Symbols are as in Fig. 6.

metamorphism. Indeed, Rb, Ba and K might have been at least partially re-equilibrated during the Palaeoproterozoic overprint whereas the LREE behaved as "refractory" elements (see Section 4.1). As a consequence, we consider that the relative depletion of LILE relative to LREE in the Bulai mafics is related either to source or to post-magmatic processes, both mechanisms being not mutually exclusive.

In conclusion, the petrogenetic model that best reproduces the trace element composition of the Bulai mafic magmas consists in a three-stage scenario: (1) Subducted terrigenous sediments partially melt, producing a hydrous, silica-rich magma. (2) This felsic magma ascends through the mantle wedge and reacts with the peridotite inducing the crystallization of phlogopite, pargasitic amphibole, and probably orthopyroxene. (3) Low-degree melting of this metasomatized mantle gives rise to Bulai mafic magmas.

Given the relatively high ϵ_{Nd} of Bulai magmas compared with sediments, the time range between mantle metasomatism and mantle melting was necessary short, such that the Nd isotopic signature of sediment melts imprinted to the mantle did not evolve towards "crustal" values. Consequently, the Bulai magmas were probably generated during a unique geodynamic event (enrichment of the

mantle during subduction, immediately followed by melting of the hybrid peridotite).

6. Geodynamic implications

6.1. Regional considerations

The petrogenetic model developed for the Bulai pluton is in good agreement with previous geodynamic models that proposed the existence of a Neoarchaeoan continental active margin to account for the juvenile magmatism of the Central and the Northern Marginal Zones of the Limpopo Belt (Berger and Rollinson, 1997; Berger et al., 1995; Watkeys and Armstrong, 1985; Zeh et al., 2007). The absence of any Neoarchaeoan juvenile TTG in the Central Zone led Zeh et al. (2007) to the conclusion that the slab did not melt but dehydrated. The resulting fluid-enriched mantle would be the source of the lamprophyres that cross-cut the Bulai pluton (Watkeys and Armstrong, 1985). Our results failed in demonstrating significant melting of subducted metabasalts, but evidenced a fluid component in the source of the "lamprophyre" mafic dykes (see Section 5.3). However, we also show that the MMEs and enderbites from Bulai derive from a mantle source previously enriched by a sediment-derived melt, thus implying that at least the sedimentary component of the slab underwent significant melting.

6.2. Comparison of the Bulai pluton with TTGs and sanukitoids

The Bulai pluton shares unequivocal characteristics with high-Ti sanukitoids (i.e., high K_2O , TiO_2 , FeO_T , LREE and HFSE contents). At the same time, it also presents distinct features such as relative depletion of LILE and Sr relative to LREE. Furthermore, sanukitoids are supposed to derive from a mantle enriched by TTG-like melts (Heilimo et al., 2010; Martin et al., 2005, 2009; Shirey and Hanson, 1984; Smithies and Champion, 1999, 2000; Stern, 1989), whereas the genesis of Bulai rather implies melting of subducted terrigenous sediments. Consequently, the Bulai pluton obviously belongs to the sanukitoid group (in terms of petrogenetic processes) but differs by the unusual involvement of a sedimentary component in its source.

During Archaeoan times, melting of the subducted oceanic crust (= hydrated metabasalts) at relatively shallow depth generated important volumes of TTGs, which formed most of the volume of the archaic juvenile continental crust. The production rate of TTG magmas progressively decreased in the course of Archaeoan times, as witnessed by their secular compositional variations (Martin and Moyen, 2002; Smithies, 2000; Smithies and Champion, 2000). This

Table 3

Trace-element composition of the sedimentary source used for geochemical modelling and compositional range of the SATS database.

	Source (ppm)	SATS (ppm)
Rb	72	10–240
Ba	1000	99–1450
Th	6	2–24
K	20,000	1400–64590
Nb	7	0.5–23
La	40	6–88
Ce	96	11–210
Sr	67	3–166
Nd	50	5–83
Sm	10	1–14
Zr	210	44–388
Eu	2.5	0.4–3.1
Gd	10.5	2–13
Ti	6200	1440–14500
Dy	10 ^a	
Y	54	14–69
Er	5.7 ^a	
Yb	5	1.3–6.5

^a Values for Dy and Er were determined by linear interpolation with adjacent REE in chondrite-normalized patterns.

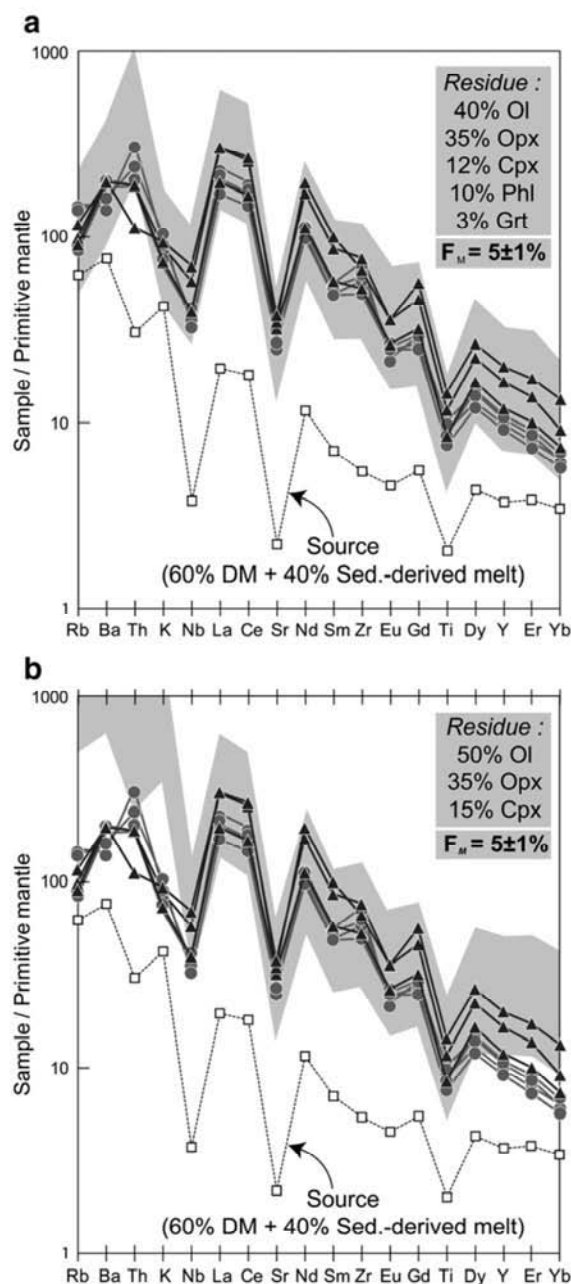


Fig. 14. Results of the geochemical Monte-Carlo modelling reported as primitive mantle-normalized trace elements patterns. The bulk source composition (60% DM + 40% liquid derived from 20% melting of sediment) is represented (dashed pattern) together with the composition of the MMEs (triangles) and enderbites (circles). The calculated melt compositions are represented by the light grey field. (a) Calculated melt compositions for $5 \pm 1\%$ melting of the source, with a residue composed by 45% olivine + 30% opx + 12% cpx + 10% phlogopite + 3% garnet. The range of possible melt compositions well fits the range of observed trace element patterns of the Bulai mafic magmas. (b) Calculated melt compositions for $5 \pm 1\%$ melting of the source, with a simple lherzolitic residue (50% olivine + 35% opx + 15% cpx). The resulting melt compositions do not reproduce the low LILE and HREE compositions of the Bulai mafics. Normalization values are from McDonough and Sun (1995).

evolution results in a progressively more efficient hybridization with the mantle wedge (secular increase of Mg#), and in parallel, a regular decrease of the melt:rock (peridotite) ratio. Finally, this ratio became so low that almost the whole volume of TTG melt was consumed

during interaction with mantle, generating the hybrid source of sanukitoids s.s. (Shirey and Hanson, 1984; Stern, 1989; Smithies and Champion, 1999, 2000; Rapp et al., 1999; Martin et al., 2005, 2009).

In the case of sanukitoids, the temperature along the slab was high enough to allow metabasalt melting, such that sediments (if present) contributed to only subordinate proportion of felsic melt. In the case of Bulai, the sediment signature appears more prominently because of the lack of melting of metabasalts, which points to lower thermal regimes. Indeed, the wet solidus of terrigenous sediments is 50–100 °C lower than that of hydrous metabasalts at slab pressures (2.5–4 GPa) (Green, and Hermann, 2001; Johnson and Plank, 1999; and Nichols et al., 1994; Fig. 15). In such a scenario, the temporal link which accounts for the successive relationship between TTG, Sanukitoid and Bulai lithologies is the progressive and global cooling of Earth, as previously proposed by Martin and Moyen (2002) and Martin et al. (2009).

Therefore, the Archaean-Proterozoic boundary represents a “threshold” in the cooling history of the Earth (Fig. 15). It marks the moment when the heat flow was still high enough to induce melting of the subducted oceanic crust, but sufficiently low to generate very small amounts of slab melts that were entirely consumed by hybridization with overlying mantle wedge.

6.3. Involvement of terrigenous sediments

In modern subduction zones, melting of subducted sediments is a quite common feature (e.g. Duggen et al., 2007; Hawkesworth et al., 1997; Tatsumi, 2001; Turner and Foden, 2001). Conversely, there is little if no evidence for subducted sediment melting during Archaean times, although hydrous sediments are a more fertile lithology than metabasalts (e.g. Nichols et al., 1994).

The amount of sediments on the ocean floor depends on the age of the oceanic crust (a very young seafloor can be devoid of any sedimentary cover). Due to higher internal heat production, it is classically considered that Archaean plates moved faster than today (Hargraves, 1986), which leads to the conclusion that the oceanic crust was young when it began to enter in subduction, such that it was unable to carry large volumes of sediments with respect to its modern equivalent.

On the other hand, the thickness of the sedimentary layer above the seafloor is correlated to the volume of sediments produced by erosion of continents, which directly depends on the continental surface. All crustal growth models agree that the latter increased during the Archaean, so it can be proposed that ~2.6 Ga ago, the amount of sediments accumulated onto the ocean floor and being subducted became sufficient for significantly contributing to the genesis of arc magmas. This scenario is consistent with the work of Condie (1989) which demonstrated that Proterozoic lavas derive from a mantle source less depleted in incompatible trace elements than late-Archaean ones (2.5–3.5 Ga) due to recycling of continental sediments into the mantle just after the rapid late-Archaean crustal growth.

In conclusion, the Bulai magmas point to the initiation during the late-Archaean of a change in global mass transfers, with a progressively more important role played by erosion and sedimentation processes and recycling of detrital material into the mantle.

7. Summary and conclusions

The late-Archaean Bulai pluton emplaced between 2.58 and 2.61 Ga within the supracrustal sequence of the Beit Bridge Complex and is formed by large volumes of granodioritic magma associated with mafic enclaves (MMEs, enderbites) and dykes together with leucogranitic batches. The Bulai rocks were affected by extensive annealing and open-system behaviour of individual minerals during the Palaeoproterozoic M_3/D_3 metamorphic overprint ~2.0 Ga ago.

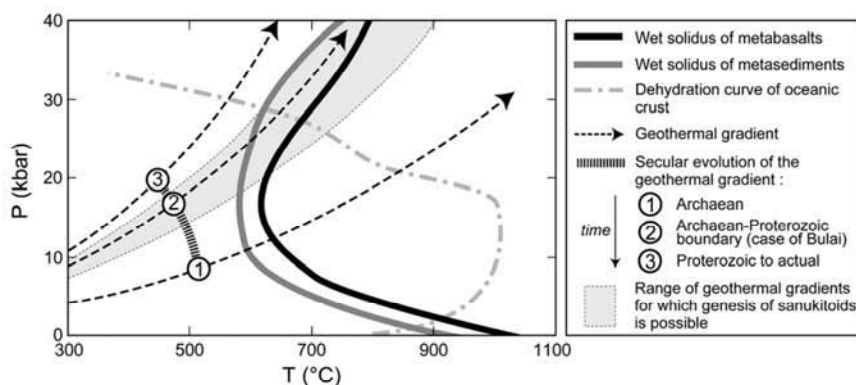


Fig. 15. Sketch P - T diagram illustrating the secular evolution of the geothermal gradient along the Benioff plane in subduction zones, and related petrogenetic processes (modified after Martin, 1999; Martin et al., 2009). During the Archaean (1), high melting rates of metabasalts produced large volumes of TTG magmas due to the elevated geothermal gradient. At the Archaean-Proterozoic boundary, the geotherm is too low to induce high melting degrees of the metabasalts, such that TTG subsequently interact with the mantle wedge, producing sanukitoids (light grey field). In the case of Bulai (2), the geothermal gradient is too low to induce melting of metabasalts, but metasediments are mobilized as they melt at lower temperatures (wet solidus after Nichols et al., 1994). Since the Proterozoic until now (3), the slab is too cold to melt anymore. As a result, the oceanic crust reaches its dehydration curve before its wet solidus and the mantle wedge is only enriched by aqueous fluids.

However, Nd isotopes demonstrate that chemical and isotopic re-equilibration took place at the grain-size scale, but did not affect the whole-rock samples, which thus preserve the major and trace element compositions of their parental magma.

The geochemical study of the Bulai pluton evidences that the whole suite belongs to the high-K calc-alkaline series and shares unequivocal features with “high-Ti sanukitoids”. In particular, all facies are rich in K_2O , HFSE, LREE, together with “juvenile” affinities in terms of initial $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic compositions. However, the Bulai pluton distinguishes by significantly original features such as extreme enrichment in all incompatible trace elements and low LILE/LREE ratios such as Sr/Nd.

Petrogenetic investigations carried out on the most mafic facies of the pluton reveal that a sedimentary component played a significant role during their genesis: a melt deriving from subducted terrigenous material was consumed by metasomatic reactions with mantle peridotite. Geochemical modelling evidences that low-degree melting of the metasomatized mantle produces virtual liquids that match the composition of the Bulai mafics.

These results have several geodynamical implications:

1. Subduction and collision took place 2.7–2.6 Ga ago in the Limpopo area, and the mantle wedge enriched by slab components, typically melts derived from the sedimentary layer, contributed to high-K calc-alkaline magmatism.
2. From a broader perspective, the petrogenetic model developed for Bulai (and sanukitoids in general) is consistent with the global and progressive cooling of Earth: a) During Archaean times, the terrestrial heat production was high enough to allow high melting rates of subducted hydrous metabasalts to produce TTG magmas; b) At the Archaean-Proterozoic boundary, the Earth heat production and the efficiency of slab-melting had both declined, such that slab-melts were almost totally consumed in reaction with mantle peridotite, thus producing Archaean sanukitoids. In addition, lower geothermal gradients favoured sediment rather than basalt melting (e.g. in the case of Bulai); c) After 2.5 Ga, Earth's heat production became too low and subducted slabs do not melt anymore but rather dehydrate, thus producing the fluid-metasomatized mantle source of classical calc-alkaline arc magmas.
3. Sediment involvement in juvenile crustal magma genesis was seldom in Archaean times. The significant role played by sediments in Bulai pluton genesis therefore indicates a change in global mass transfers, with a progressively more important role played by erosion and sedimentation processes and recycling of detrital material into the mantle.

Supplementary materials related to this article can be found online at [doi:10.1016/j.lithos.2010.12.009](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.009).

Acknowledgements

This project is funded by a NRF/CNRS Scientific Cooperation program PICS number 4828 and by international CNRS !Kheure program co-operated between France and South Africa. We very much appreciated constructive comments from B. Bonin as well as from an anonymous reviewer together with those of the editorial staff, which significantly contributed to improve the original manuscript. We also wish to thank C. Bosq and M. Besairie for support during sample preparation, as well as the Department of Geology of the Stellenbosch University for fieldwork assistance.

Appendix 1. Analytical techniques

1.1. Sample preparation

1–3 kg samples were reduced in chips in a jaw crusher and then powdered in an agate swing mill. For each sample, a first crushing run was conducted to pre-contaminate the agate mill. The separation of about 20 mg of hornblende, apatite and zircon was carried out on 4 samples (BUL-2, BUL-4, BUL-14 and BUL-20).

1.2. Major and trace element analysis

Major element concentrations were determined by ICP-AES and trace elements by ICP-MS from 20 g of rock powder for each sample, at ACME Laboratories in Vancouver, Canada. Six analyses of the standard SO-18 were realized during the same analytical session than our samples. They are accurate to <1% relative for all elements, and are consistent with the expected values for this standard. Duplicate measurements of two granodiorite samples give an estimate of the total reproducibility of these analyses. The results show that the reproducibility is better than 4% relative for major elements and generally better than 8% for trace elements, except for Tm (8–10%), Zr and Hf (12–17%). Three blanks display measured values typically under detection limits for all major and trace elements. A detailed description of the procedure and additional information about methods and analytical reproducibility can be also found at <http://www.acmelab.com>.

1.3. Sm–Nd analyses

Sm–Nd isotopic analyses were carried on ~100 and ~20 mg for whole-rock powder and separated minerals, respectively. Acid-digestion was performed in Teflon vessel (Savillex®) using a 4:1 HF:HNO₃ mixture, except for apatite that was totally dissolved in HNO₃. Sm and Nd chemical separation was realized through the “cascade” column protocol (AG50-X4, TRU Spec and Ln Spec columns) following the procedure described in Pin et al. (1994). Total procedure blanks are generally <0.5 ng for Nd.

Sm–Nd concentrations and the ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd ratio were determined by isotopic dilution, using a ¹⁵⁰Nd–¹⁴⁹Sm spike. All isotope measurements were performed at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand, France. Nd isotopes were measured using a Thermo-Finnigan Triton thermal ionization mass spectrometer (TIMS), loaded onto double W filaments. Sm isotopes were measured using a fully automated VG54E mass spectrometer, loaded onto simple Ta filaments. Nd isotope ratios were mass-fractionation-corrected to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 using an exponential law, and normalized to ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5121 for the JNDi-1 standard. Repeated analyses of the standard during the course of the study gave ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512097 ± 5 (2σ, n = 12). All sample duplicates reproduced within these estimates of reproducibility (see Table 2). In addition, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd isochrons were built using the Isoplot v.3.70 software of Ludwig (2008).

1.4. U–Pb dating

U–Pb dating on separated zircons was realized at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand, France. After setting between 17 and 23 grains by sample in an epoxy mount, cathodoluminescence (CL) images were obtained prior to analysis, using a Jeol JSM-5910 LV scanning electron microscope (SEM) in order to characterize internal structures of individual grains and choose potential targets for *in situ* analyses. Laser ablation ICP-MS zircon U–Pb analyses were conducted on an Agilent 7500cs ICP-MS equipped with a 193-nm Resonetics M-50E laser system. The synthetic silicate glass NIST 610 was used to calibrate the performances of the ICP-MS, in particular to maximize the signal of ²³⁸U and minimize the oxide rate (<1%). Natural zircon standards 91500 and JG1 were used for analysis, 2 analyses of the standard 91500 being realized each 9 sample runs and 2 analyses of JG1 being made at the beginning and the end of each analytical session. The analyses were performed with a spot size of 20 to 26 μm, and a frequency of 4 to 5 Hz. Information about data acquisition is provided in Tiepolo (2003). Raw signals in ²³⁸U, ²³⁵U, ²⁰⁷Pb and ²⁰⁶Pb were treated with the GLITTER program (van Achterbergh et al., 2001) to calculate ²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios. Measured ratios in standard zircon 91500 in the course of the analytical session were used to calculate correction factors. Calculation of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and building Concordia plots were realized using the Isoplot v.3.70 software of Ludwig (2008).

References

Adam, J., Green, T.H., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basaltic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152 (1), 1–17.

Arculus, R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.

Audétat, A., Keppler, H., 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell. *Earth and Planetary Science Letters* 232, 393–402.

Bahnemann, K.P., 1973. The origin of the Singelele Granite Gneiss, near Messina, northern Transvaal. Special Publication of the Geological Society of South Africa 3, 235–244.

Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4 (10), 596–600.

Barton, J.M., 1996. The Messina layered intrusion, Limpopo Belt, South Africa: an example of in-situ contamination of an Archean anorthosite complex by continental crust. *Precambrian Research* 78, 139–150.

Barton, J.M., Sergeev, S., 1997. High precision, U–Pb analyses of single grains of zircon from quartzite in the Beitbridge Group yield a discordia. *South African Journal of Geology* 100, 37–42.

Barton, J.M., Van Reenen, D.D., 1992. When was the Limpopo orogeny? *Precambrian Research* 55, 7–16.

Barton, J.M., Fripp, R.E.P., Horrocks, P., McLean, N., 1979. The geology, age and tectonic setting of the Messina Layered Intrusion, Limpopo Mobile Belt, Southern Africa. *American Journal of Science* 279, 1108–1134.

Barton, J.M., Holzer, L., Kamber, B., Doig, R., Kramers, J.D., Nyfeler, D., 1994. Discrete metamorphic events in the Limpopo Belt, southern Africa: implications for the application of P–T paths in complex metamorphic terrains. *Geology* 22, 1035–1038.

Berger, M., Rollinson, H., 1997. Isotopic and geochemical evidence for crust–mantle interaction during late Archean crustal growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (22), 4809–4829.

Berger, M., Kramers, J.D., Nägler, T.F., 1995. An Archean high grade province adjacent to a granite greenstone terrain: geochemistry and geochronology of charnoenderites in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and genetic models. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 75, 17–42.

Boshoff, R., Van Reenen, D.D., Smit, C.A., Perchuk, L.L., Kramers, J.D., Armstrong, R., 2006. Geologic history of the Central Zone of the Limpopo Complex: the West Alldays Area. *Journal of Geology* 114, 699–716.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1994. Rutile–aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 128, 327–339.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995. Mineral–aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331–3350.

Buick, I.S., Williams, I.S., Gibson, R.L., Cartwright, I., Miller, J.A., 2003. Carbon and U–Pb evidence for a Palaeoproterozoic crustal component in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 160 (4), 601–612.

Buick, I.S., Hermann, J., Williams, I.S., Gibson, R.G., Rubatto, D., 2006. A SHRIMP U–Pb and LA-ICP-MS trace element study of the petrogenesis of garnet–cordierite–orthopyroxene gneisses from the Central Zone of the Limpopo belt, South Africa. *Lithos* 88, 150–172.

Condie, K.C., 1981. Archean Greenstone Belts. In: Windley, B.F. (Ed.), *Developments in Precambrian Geology*, vol. 3. 434 pp.

Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23 (1–2), 1–18.

Dalpé, C., Baker, D.R., 2000. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 233–250.

De Paolo, D.J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and peninsular ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86 (B11), 10470–10488.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95 (B-13), 21503–21521.

Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of the Geological Society of London* 149 (4), 569–579.

Duggen, S., Portnyagin, M., Baker, J., Ulfbeck, D., Hoernle, K., Garbe-Schönberg, D., Grassineau, N., 2007. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 452–480.

Ellam, R.M., Hawkesworth, C.J., 1988. Is average continental crust generated at subduction zones? *Geology* 16, 314–317.

Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E.J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (3.0 Ga) Bushwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (10), 1751–1763.

Francis, D., Ludden, J., 1995. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology* 36, 1171–1191.

Halla, J., 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions. *Lithos* 79 (1–2), 161–178.

Hargraves, R.B., 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archean? *Geology* 14 (9), 750–752.

Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., Van Calsteren, P., 1997. U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276, 551–555.

Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.

Hermann, J., Green, D.H., 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 149–168.

Hermann, J., Rubatto, D., 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology* 265, 512–526.

Hofmann, A.W., Kröner, A., Brandl, G., 1998. Field relationships of mid- to late-Archean high-grade gneisses of igneous and sedimentary parentage in the Sand River, Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *South African Journal of Geology* 101, 185–200.

- Holzer L., 1995. The magmatic petrology of the Bulai Pluton and the tectonometamorphic overprint at 2.0 Ga. in the Central Zone of the Limpopo Belt (Messina-Beitbridge area, Southern Africa). Unpublished MSc. Thesis, Université de Berne.
- Holzer, L., Frei, R., Barton, J.M., Kramers, J.D., 1998. Unraveling the record of successive high-grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precambrian Research* 87, 87–115.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 67 (2), 137–150.
- Jaekel, P., Kröner, A., Kamo, S.L., Brandl, G., Wendt, J.L., 1997. Late Archean to early Proterozoic granitoid magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 154, 25–44.
- Jahn, B., Condé, K.C., 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (11), 2239–2258.
- Johnson, M.C., Plank, T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochimica, Geophysics, Geosystems* 1, 1007. doi:10.1029/1999GC00014.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C., McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 38–56.
- Kreissig, K., Nagler, T.F., Kramers, J.D., Van Reenen, D.D., Smit, C.A., 2000. An isotopic and geochemical study of the Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: are they juxtaposed terranes? *Lithos* 50, 1–25.
- Kröner, A., Jaekel, P., Hofmann, A.W., Nemchin, A.A., Brandl, G., 1998. Field relationships and age of supracrustal Beit Bridge Complex and associated granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *South African Journal of Geology* 101, 201–213.
- Kröner, A., Jaekel, P., Brandl, G., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 1999. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research* 93, 299–337.
- Le Maître, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks 1st edition. Blackwell, Oxford. 193 pp.
- Ludwig, K., 2008. Isoplot 3.70, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Central Special Publication No. 4. 76 pp.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28, 921–953.
- Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos* 30, 373–388.
- Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condé, K.C. (Ed.), *Archean crustal evolution: Developments in Precambrian Geology*, vol. 11, pp. 205–260.
- Martin, H., 1999. Adakite magmas: modern analogs of Archean granitoids. *Lithos* 46, 411–429.
- Martin, H., Moyen, J.F., 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology* 30 (4), 319–322.
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R.P., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79 (1–2), 1–24.
- Martin, H., Moyen, J.F., Rapp, R.P., 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100 (1–2), 15–33.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358–374.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253.
- Millonig, L., Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., 2008. Neoarchean high-grade metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa): combined petrological and geochronological evidence from the Bulai pluton. *Lithos* 103 (3–4), 333–351.
- Moyen, J.F., Martin, H., Jayananda, M., 1997. Origine du granite fini-Archéen de Closepet (Inde du Sud): apports de la modélisation géochimique du comportement des éléments en traces. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 325, 659–664.
- Nichols, G.T., Wyllie, P.J., Stern, C.R., 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature* 371, 785–788.
- O'Connor, J.T., 1965. A Classification for Quartz-rich Igneous Rocks Based on Feldspar Ratios. US Geological Survey professional paper 525-B, pp. 79–84.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298 (2), 209–217.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducted sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325–394.
- Proust, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197–200.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1–25.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425, 605–609.
- Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F., 2010. Continent formation in the Archean and chemical evolution of the Cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archean Mg-Diorites (Sanukitoids). *Journal of Petrology* 51 (6), 1237–1266.
- Reagan, M.K., Gill, J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research* 94, 4619–4633.
- Retief, E.A., Compston, W., Armstrong, R.A., Williams, I.S., 1990. Characteristics and preliminary U-Pb ages of zircons from Limpopo Belt lithologies. Abstract volume, Limpopo Workshop, Rand Afrikaans University, Johannesburg, South Africa, pp. 95–99.
- Roering, C., Van Reenen, D.D., Smit, C.A., Barton, J.M., De Beer, J.H., De Wit, M.J., Stettler, E.H., Van Schalkwyk, J.F., Stevens, G., Pretorius, S., 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55, 539–552.
- Rogers, G., Saunders, A.D., 1989. Magnesian Andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: Implications for Magmatism Associated with Ridge-Trench Collisions. In: Crawford, A.J. (Ed.), *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 416–445.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37 (3), 693–726.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1–4), 361–379.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 422–432.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237–243.
- Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, 222–224.
- Smithies, R.H., 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters* 182, 115–125.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 1999. High-Mg diorite from the Archean Pilbara Craton: anorogenic magmas derived from a subduction-modified mantle. *Geological Survey of Western Australia, Annual Review*, pp. 45–59.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 2000. The Archean high-Mg diorite suite: links to Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite magmatism and implications for early Archean crustal growth. *Journal of Petrology* 41 (12), 1653–1671.
- Stern, R.A., 1989. Petrogenesis of Archean sanukitoid suite. PhD thesis, State University of New York at Stony Brook, 275 pp.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., 1991. Archean High-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth enriched monzodiorites of mantle origin. *Journal of Petrology* 32, 201–238.
- Stevenson, R., Henry, P., Gariépy, C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96, 83–99.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 94, 4697–4707.
- Tatsumi, Y., 2001. Geochemical modeling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt-mantle interaction: Generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. *Geology* 29 (4), 323–326.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293–309.
- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology* 199 (1–2), 159–177.
- Tropper, P., Manning, C.E., 2005. Very low solubility of rutile in H₂O at high pressure and temperature, and its implications for Ti mobility in subduction zones. *American Mineralogist* 90, 502–505.
- Tsunogae, T., Yurimoto, H., 1995. Single zircon U-Pb geochronology of the Limpopo Belt by secondary ion mass spectrometry. *Geochimical Journal* 29, 197–205.
- Turner, S., Foden, J., 2001. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142 (1), 43–57.
- Van Ackerbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W.L., 2001. Appendix 3 Data Reduction Software for LA-ICP-MS in Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences. In: Sylvester, P. (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course*, vol. 29, pp. 239–243.
- Van Reenen, D.D., Roering, C., Ashwal, L.D., De Wit, M.J., 1992. Regional geological setting of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55, 1–5.
- Van Reenen, D.D., Perchuk, L.L., Smit, C.A., Varlamov, D.A., Boshoff, R., Huizenga, J.M., Gerya, T.V., 2004. Structural and P-T evolution of a major cross fold in the Central Zone of the Limpopo High Grade Terrane. *Journal of Petrology* 45, 1413–1439.
- Van Reenen, D.D., Boshoff, R., Smit, C.A., Perchuk, L.L., Kramers, J.D., McCourt, S., Armstrong, R.A., 2008. Geochronological problems related to polymetamorphism in the Limpopo Complex, South Africa. *Gondwana Research* 14, 644–662.
- Vroon, P.Z., Van Bergen, M.J., White, W.M., Verekamp, J.C., 1993. Sr-Nd-Pb Isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia: combined subduction and assimilation of continental material. *Journal of Geophysical Research* 98, 22349–22366.
- Watkeys, M.K., 1984. The Precambrian geology of the Limpopo Belt north and west of Messina. PhD thesis, University of Witwatersrand, Johannesburg. 349 pp.
- Watkeys, M.K., Armstrong, R.A., 1985. The importance of being alkaline-deformed late Archean lamprophyric dykes, Central Zone, Limpopo Belt. *Transactions Geological Society of South Africa* 88, 195–206.

- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., Eggins, S.M., 2001. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 331–346.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231 (1–2), 53–72.
- Wronciewicz, D.J., Condie, K.C., 1987. Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2401–2416.
- Zeh, A., Klemd, R., Buhlmann, S., Barton, J.M., 2004. Pro- and retrograde P–T evolution of granulites of the Beit Bridge Complex (Limpopo Belt, South Africa): constraints from quantitative phase diagrams and geotectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 79–95.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Barton, J.M., 2007. Archaean to Proterozoic crustal evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa-Botswana): constraints from combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology* 48, 1605–1639.
- Zhai, M., Kampunzu, A.B., Modisi, M.P., Bagai, Z., 2006. Sr and Nd isotope systematics of the Francistown plutonic rocks, Botswana: implications for Neoproterozoic crustal evolution of the Zimbabwe craton. *Geologische Rundschau* 95, 355–369.

4.2.2. Apport de la modélisation géochimique

Afin d'apporter un complément aux résultats de l'article précédent, et de dissiper les incertitudes qui planent toujours sur la nature des mécanismes à l'origine des sanukitoïdes au niveau mantellique (voir Section 2.4.1), ceux-ci ont fait l'objet d'une modélisation numérique plus spécifique et plus détaillée que celle présentée dans l'article. Le but de celle-ci est notamment de déterminer quels paramètres contrôlent la variabilité géochimique de l'ensemble des sanukitoïdes, et de préciser les conditions physiques de l'interaction entre composant enrichi et péridotite mantellique.

Martin *et al.* (2009) ont développé un modèle numérique afin de comprendre comment un mécanisme unique, à savoir l'interaction entre un liquide de composition TTG et une péridotite, pourrait être à l'origine de deux groupes de sanukitoïdes (*low-* et *high-Ti*) bien distincts sur le plan géochimique. Ce modèle, déjà appliqué par Moyen (2009) afin de rendre compte de la diversité de composition des adakites, est basée entièrement sur l'équation de fusion à l'équilibre énoncée par Shaw (1970) :

$$C_L^i = \frac{C_{mm}^i}{F + D^i(1 - F)} \quad (4.1)$$

Où C_L^i est la composition, en un élément donné i , du liquide final (= sanukitoïde), F la fraction massique de ce liquide, D^i le coefficient de distribution global pour l'élément i entre la phase solide et le liquide, et C_{mm}^i la composition globale du système TTG + péridotite, calculée par bilan de masses :

$$C_{mm}^i = a \cdot C_{TTG}^i + (1 - a) \cdot C_{\pi}^i \quad (4.2)$$

Où a représente la fraction massique de liquide métasomatique (TTG), C_{TTG}^i sa composition, et C_{π}^i celle du manteau avant les interactions. La modélisation de la pétrogenèse des termes mafiques du pluton du Bulai présentée dans l'article précédent est d'ailleurs construite à partir de ces deux mêmes équations.

Si l'on fixe des valeurs pour les compositions du manteau initial et du liquide métasomatique (C_{TTG}^i et C_{π}^i sont des constantes), et que l'on modélise les interactions entre les deux dans des conditions P - T données (imposant l'assemblage minéralogique à l'équilibre avec le liquide final, et donc, la valeur de D^i), alors les seules variables à même d'exercer un contrôle sur la composition du liquide produit sont a , le taux de métasomatose du manteau, et

F , la fraction massique de ce même liquide. Ainsi, Martin *et al.* (2009) ont démontré que la valeur du rapport F/a contrôlait exclusivement la variabilité géochimique du liquide final (Figure 4.9), et donc que les différences de composition entre *low-Ti sanukitoids* résultaient de valeurs différentes du rapport F/a :

- Les compositions des *low-Ti sanukitoids* sont bien reproduites pour des rapports F/a élevés, autour de l'unité, voire au-dessus.
- Des valeurs de F/a plus faibles, comprises entre 0.1 et 1, sont plus adaptées pour expliquer les compositions des *high-Ti sanukitoids*.

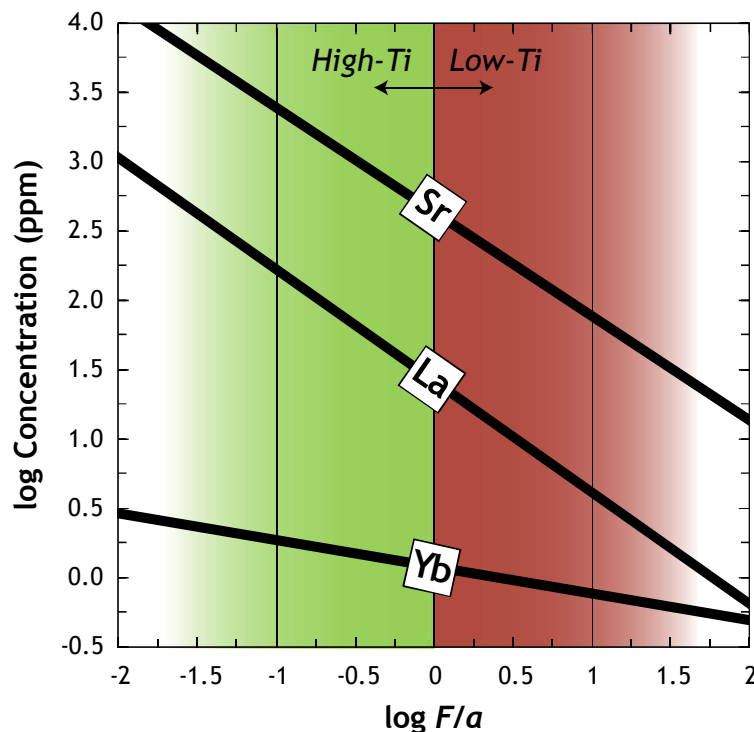


FIGURE 4.9 : Illustration (simplifiée) de l'influence du rapport F/a sur la concentration en Sr, La et Yb des liquides modélisés : plus ce rapport est faible, plus la concentration en éléments incompatibles est élevée (modifié d'après Martin *et al.*, 2009). La pente dépend du coefficient de partage.

De plus, la valeur du rapport F/a permet aussi d'estimer si le liquide a été intégralement consommé pendant les interactions ($F/a < 1$) ou bien si sa masse a augmenté du fait de l'assimilation de matériel mantellique ($F/a > 1$). Ainsi, les *high-Ti sanukitoids* représenteraient le premier cas de figure, alors que les *low-Ti sanukitoids* sont caractérisés par un bilan nul ($F/a \sim 1$) ou légèrement excédentaire. D'après Martin *et al.* (2009), ces deux situations représentent les deux mécanismes possibles d'hybridation du manteau présentés dans la

Section 2.4.1 : en un seul stade (assimilation de péridotite par un liquide de composition TTG, donnant naissance aux *low-Ti sanukitoids*) ou en deux stades (consommation complète du liquide par les interactions, engendrant un assemblage métasomatique dont la fusion ultérieure produira des *high-Ti sanukitoids*).

Le problème de ce modèle, c'est qu'il ne permet pas de faire la distinction entre ces deux mécanismes. En effet, un rapport $F/a \sim 1$ peut tout aussi bien représenter une hybridation (1) en un seul stade, si la masse de manteau assimilée est égale à la masse des cristaux formés à partir du liquide hybride ; ou (2) en deux stades, si la fusion de l'assemblage métasomatique produit une fraction de liquide équivalente à celle qui a interagi avec la péridotite pour produire cet assemblage. Au travers de cet exemple, il apparaît qu'un rapport F/a donné peut être reproduit de façon satisfaisante par les deux mécanismes et n'est donc pas un facteur discriminant pour les distinguer l'un de l'autre.

De plus, si ce modèle basé sur la variabilité du rapport F/a explique bien l'enrichissement en REE, Nb, Zr et Y des *high-Ti* par rapport aux *low-Ti sanukitoids* (il s'agit d'éléments incompatibles qui seront « concentrés » dans le liquide si celui-ci est massivement consommé lors des interactions, c'est-à-dire dans le cas d'un $F/a \ll 1$), il ne permet pas de rendre compte des compositions similaires en Rb, Ba, Sr, Th et U entre les deux groupes. En effet, ces éléments sont également très incompatibles et devraient donc présenter le même comportement que les autres, c'est-à-dire être plus concentrés dans les *high-Ti* que dans les *low-Ti sanukitoids*. Ce problème est d'ailleurs bien illustré par la modélisation mise en œuvre par Martin *et al.* (2009) : la composition moyenne en La des *high-Ti* mafiques (< 60 % en poids de SiO₂), de l'ordre de 100 ppm, est bien reproduite pour des rapports $F/a \sim 0.1$; par contre, cette même valeur impliquerait des concentrations en Sr comprises entre 1500 et 2500 ppm, alors qu'elles ne dépassent que rarement 1000 ppm dans les *high-Ti* mafiques (Figure 4.9), pour une valeur médiane autour de 800 ppm (voir Figure 2.13). Bien que d'autres mécanismes puissent expliquer cette différence (par exemple, l'intervention d'un agent métasomatique différent des TTG, et précisément plus pauvre en Sr que ces derniers, comme dans le cas du pluton de Bulai), son amplitude et son caractère global (à l'échelle de l'ensemble des sanukitoïdes) ne peuvent être ignorés.

Il en résulte que ce modèle n'est sans doute pas suffisamment discriminant pour rendre compte de la diversité géochimique de l'ensemble des sanukitoïdes. En particulier,

l'utilisation de la seule équation 4.1 ne permet pas de déterminer si la genèse des sanukitoïdes a eu lieu en un seul ou en deux stades. Afin de développer un modèle plus réaliste, il est nécessaire de s'appuyer sur des résultats expérimentaux, qui indiquent que les mécanismes d'hybridation seront très différents selon la valeur du rapport massique entre agent métasomatique et péridotite, noté R_{mr} (le *melt:rock ratio* de Rapp *et al.*, 1999 ; voir Section 2.4.1) :

- Si $R_{mr} > 1$, le liquide ne franchit pas son solidus ; en d'autres termes, il n'est pas consommé par les interactions. Il réagit avec l'olivine de la péridotite pour former un liquide hybride, à l'équilibre avec une composition de pyroxénite, contenant du grenat à haute pression (Rapp *et al.*, 1999, 2010) et des minéraux hydroxylés (amphibole, phlogopite) à plus basse pression (Prouteau *et al.*, 2001). On est donc en présence d'un mécanisme de type « AFC » (*Assimilation–Fractional Crystallization* ; DePaolo, 1981), où, plus précisément, AEC (pour *Assimilation–Equilibrium Crystallization*) si l'on admet que le liquide s'équilibre avec la pyroxénite résiduelle (ce que semble montrer la bonne corrélation entre les compositions des sanukitoïdes naturels et ceux produits dans les conditions expérimentales, qui sont assez proches de l'équilibre ; Rapp *et al.*, 1999, 2010). Ce processus peut tout à fait être simulé par le modèle développé par Martin *et al.* (2009) : la cristallisation à l'équilibre est décrite par l'équation 4.2, et affecte un système (liquide hybride + manteau assimilé) dont la composition est, au premier ordre, prédite par l'équation 4.1.

- Si $R_{mr} < 1$, et plus particulièrement si il est compris entre ~ 0.2 et 1 (Rapp *et al.*, 2006), le liquide est entièrement consommé par les interactions, donnant naissance à une péridotite ou une pyroxénite hybride, contenant des minéraux métasomatiques (on parle de métasomatose modale du manteau, par opposition à la métasomatose cryptique, qui ne produit pas de minéraux secondaires et caractérise probablement les $R_{mr} < 0.2$). Typiquement, ces minéraux sont l'orthopyroxène secondaire, le phlogopite, l'amphibole (pargasite, K-richterite, et, plus rarement, Mg-hornblende) et éventuellement le clinopyroxène (Sen & Dunn, 1994 ; Yaxley & Green, 1998 ; Prouteau, 1999 ; Rapp *et al.*, 1999). Si cet assemblage métasomatique est amené à fondre, ces phases seront les premières à contribuer à la production de liquide, en particulier l'amphibole dont la fusion commence entre 980 et 1050°C, suivie du phlogopite entre 1050 et 1150°C (Rogers & Saunders, 1989 ; Schmidt & Poli, 1998 ; Conceição & Green, 2004 ; P. Condamine, communication personnelle). La fusion de l'amphibole, dans un

tel assemblage métasomatique, est caractérisée par une réaction incongruente de la forme amphibole \rightarrow grenat + clinopyroxène + liquide (Francis & Ludden, 1995; Dalpé & Baker, 2000). Ainsi, ce processus, au cours duquel le liquide ne s'équilibre pas avec l'ensemble du résidu de fusion, ne peut clairement pas être simulé par une équation de « *batch melting* » telle que celle appliquée par Martin *et al.* (2009). Un modèle plus réaliste consisterait à (1) calculer la composition du manteau hybride, par le bilan de masses de l'équation 4.1, puis à (2) calculer la composition du liquide produit par la déstabilisation de l'amphibole à partir de cette composition hybride, en utilisant une équation de fusion incongruente.

Ces deux processus ont fait l'objet d'une modélisation de type Monte-Carlo, assez similaire à celle conduite dans la Section 5 de l'article présenté ci-avant, et résumée dans la sous-section suivante.

- *Modélisation des deux mécanismes d'hybridation du manteau*

Pour les deux mécanismes, la composition du système hybride a été calculée en mélangeant dans des proportions variables un manteau appauvri (DMM de Workman & Hart, 2005) et une TTG moyenne (valeurs de Martin *et al.*, 2005). Afin de relâcher la contrainte liée au choix arbitraire de ces deux compositions, un intervalle d'incertitude de $\pm 25\%$ leur a été assigné, le programme choisissant, à chaque itération, une valeur aléatoire dans la gamme ainsi définie. Le choix de la composition du manteau revêt, de toute façon, une importance limitée. En effet, la modélisation a été menée pour des taux de métasomatose (a) supérieurs à 0.2, des valeurs pour lesquelles la composition de l'agent métasomatique domine très largement celle du système final (Moyen, 2009), du fait de concentrations nettement supérieures (de 1 à 4 ordres de grandeur) à celles du manteau pour la plupart des éléments considérés (à l'exception, bien sûr, des éléments de transition Ni et Cr).

En ce qui concerne le modèle d'hybridation en une étape, des taux de métasomatose relativement élevés ont été utilisés ($a = 0.6\text{--}0.9$), similaires à ceux utilisés dans les expériences d'hybridation TTG/péridotite de Rapp *et al.* (1999, 2010). Les résultats expérimentaux ont également servi de base afin de déterminer les proportions modales du solide à l'équilibre avec le magma hybride. Deux compositions ont été testées, correspondant à deux conditions de pression différentes : une pyroxénite à grenat représentative des hautes pressions (45% de clino- et d'orthopyroxène + 10% de grenat ; Rapp *et al.*, 2010) et une

orthopyroxénite à minéraux hydratés pour des interactions à plus faible profondeur (80% d'orthopyroxène + 10% d'amphibole et phlogopite ; Prouteau *et al.*, 2001). Afin de rendre compte d'une large gamme de possibilités, les valeurs de F (fraction de liquide résiduel) ont été choisies aléatoirement à chaque itération dans une gamme variant de 0.25 à 0.9 (ce qui, étant donné les taux de métasomatose mentionnés ci-avant, correspond à des rapports F/a compris entre 0.28 et 1.5).

Pour le modèle d'hybridation en deux étapes, la composition modale de la péridotite hybride a été calculée en utilisant les réactions de formation de l'amphibole proposées par Sen & Dunn (1994). Les proportions modales de départ utilisées varient entre des harzburgites et des lherzolites (60–90% d'olivine ; 10–25% d'orthopyroxène ; 0–15% de clinopyroxène), et les assemblages finaux sont des harzburgites (45–60% d'olivine, 30–45% d'orthopyroxène ; 0–5% de clinopyroxène) contenant 5 à 10% d'amphibole. Nous avons testé l'importance de la présence ou non de phlogopite résiduelle en ajoutant, arbitrairement, de petites quantités (1 à 3%) de ce minéral dans les compositions modales de départ. Afin de modéliser la composition du liquide produit par la fusion d'un tel assemblage, nous avons utilisé l'équation de fusion incongruente d'Hertogen & Gijbels (1976), en supposant que l'amphibole était la seule phase contribuant à la production de liquide, et que celle-ci s'accompagnait de la formation de grenat et de clinopyroxène périclétiques dans des proportions relatives variables. La proportion relative entre liquide et minéraux périclétiques a , par contre, été fixée : elle de 3:2 (d'après Francis & Ludden, 1995). La valeur de F a été ajustée afin de consommer toute l'amphibole présente (0–0.06) ; les taux de métasomatose (a) testés sont compris entre 0.17 et 0.3, ce qui correspond, au final, à des rapports F/a compris entre 0 et 0.35 (des valeurs logiquement plus faibles que pour l'hybridation en une étape).

Dans les deux cas, les coefficients de partage entre les minéraux et le liquide sont les mêmes que ceux utilisés dans la modélisation de la Section 4.2.1 (valeurs dans Adam & Green, 2006). Comme pour celle-ci, et comme pour les compositions de départ, des gammes d'incertitude de $\pm 25\%$ ont été assignées à chaque coefficient de partage, le programme choisissant aléatoirement une valeur dans cet intervalle. Pour l'ensemble des paramètres considérés comme « aléatoires » (composition des matériaux de départ, fraction de liquide finale, coefficients de partage), entre 10^4 et 10^5 itérations se sont avérées nécessaires pour que le résultat soit statistiquement représentatif de l'ensemble des possibilités.

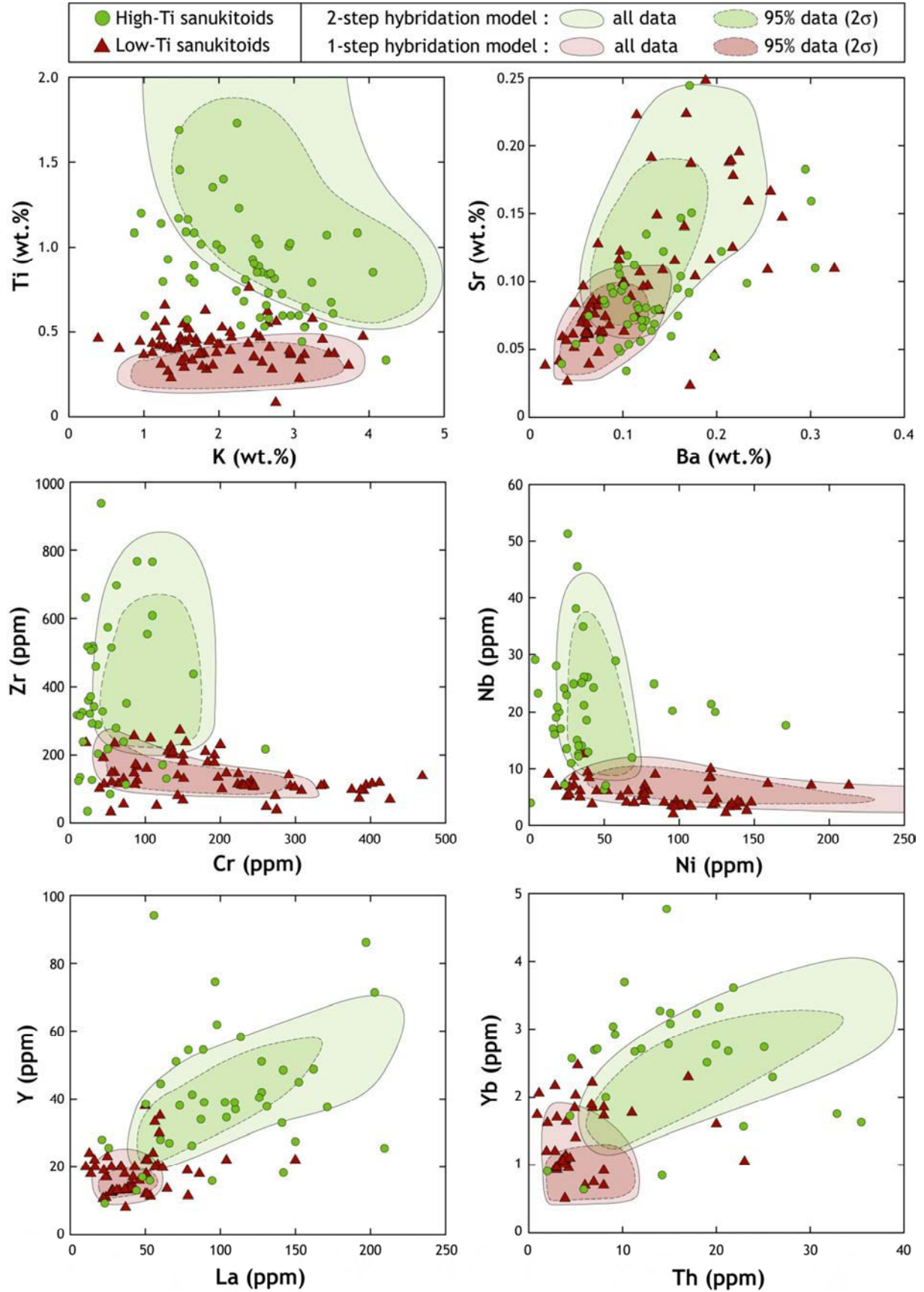


FIGURE 4.10 : Sélection de diagrammes binaires présentant les compositions des liquides modélisés en 12 éléments mineurs et en traces, comparées à celles des sanukitoïdes riches et pauvres en Ti.

Les résultats des modèles sont présentés dans la Figure 4.10, sous forme de diagrammes binaires pour une douzaine d'éléments mineurs ou en trace dans lesquels la composition des liquides calculés est comparée à celle de l'ensemble des sanukitoïdes « mafiques » ($\text{SiO}_2 < 62$ pds.%). Il apparaît que la distinction entre les deux mécanismes d'hybridation du manteau est évidente, du point de vue géochimique, et rend très bien compte de la dichotomie entre *low-Ti* et *high-Ti sanukitoids*. En particulier, les teneurs élevées en HFSE (Nb, Y, Zr, Ti) et REE (La, Yb) de ces derniers sont parfaitement reproduites par le modèle de fusion en deux stades. Au contraire, l'hybridation en une étape génère des compositions de liquide bien moins riches en ces éléments, mais contenant en revanche davantage de Ni et Cr, ce qui est typique des *low-Ti sanukitoids*. De plus, les deux modèles génèrent des compositions moins contrastées en LILE : même si l'hybridation en deux étapes produit des liquides globalement plus riches en Sr et Ba que celle en un seul stade, les deux champs de composition présentent un degré de recouvrement beaucoup plus important que pour les autres éléments. Cette observation est également cohérente avec le fait que *low-Ti* et *high-Ti sanukitoids* présentent des teneurs assez similaires en Sr et Ba.

Dans le détail, la composition des *high-Ti sanukitoids* est généralement mieux reproduite par les modèles lorsque le grenat est absent de l'assemblage péritectique, ce qui est cohérent avec le fait que leurs spectres de terres rares sont un peu moins fractionnés que ceux des *low-Ti sanukitoids* (voir Figure 2.13). De même, afin de tamponner les teneurs en K dans les liquides produits, la présence de phlogopite résiduelle est nécessaire. Au contraire, la composition des *low-Ti sanukitoids* est beaucoup plus proche de celles des liquides modélisés à l'équilibre avec un assemblage de pyroxénite à grenat, sans minéraux hydratés. Ces deux observations présentent des implications fondamentales pour les conditions P – T de genèse des deux groupes (Figure 4.11) : en effet, la stabilité de l'amphibole et du phlogopite dans l'assemblage à l'origine des *high-Ti sanukitoids*, ainsi que l'absence de grenat péritectique, indiquent des conditions d'assez basse pression (< 2.0 GPa ; Conceição & Green, 2004) et des températures modérées (les phases hydratées ne sont présentes que dans les interactions menées à des $T \leq 1000^\circ\text{C}$; Sen & Dunn, 1994 ; Prouteau, 1999 ; Prouteau *et al.*, 2001). Par contre, le fait que les *low-Ti sanukitoids* soient à l'équilibre avec une pyroxénite à grenat montre que les interactions ont lieu à des pressions supérieures à 2.5 GPa et des températures plus élevées (1000–1200°C) que dans le cas des *high-Ti sanukitoids* (Rapp *et al.*, 1999, 2010).

Bien sûr, il s'agit là d'une observation très globale, et des cas de figure intermédiaires peuvent exister : c'est par exemple le cas des monzodiorites du pluton de Bulai, qui sont typiquement des *high-Ti sanukitoids*, mais dont la composition est mieux reproduite si un peu de grenat (< 5%) est présent au résidu (voir Section 4.2.1). Elles proviennent donc vraisemblablement de la fusion d'un manteau hybride contenant amphibole et phlogopite, à basse température (~1000°C) mais à des pressions intermédiaires (2.0–2.5 GPa).

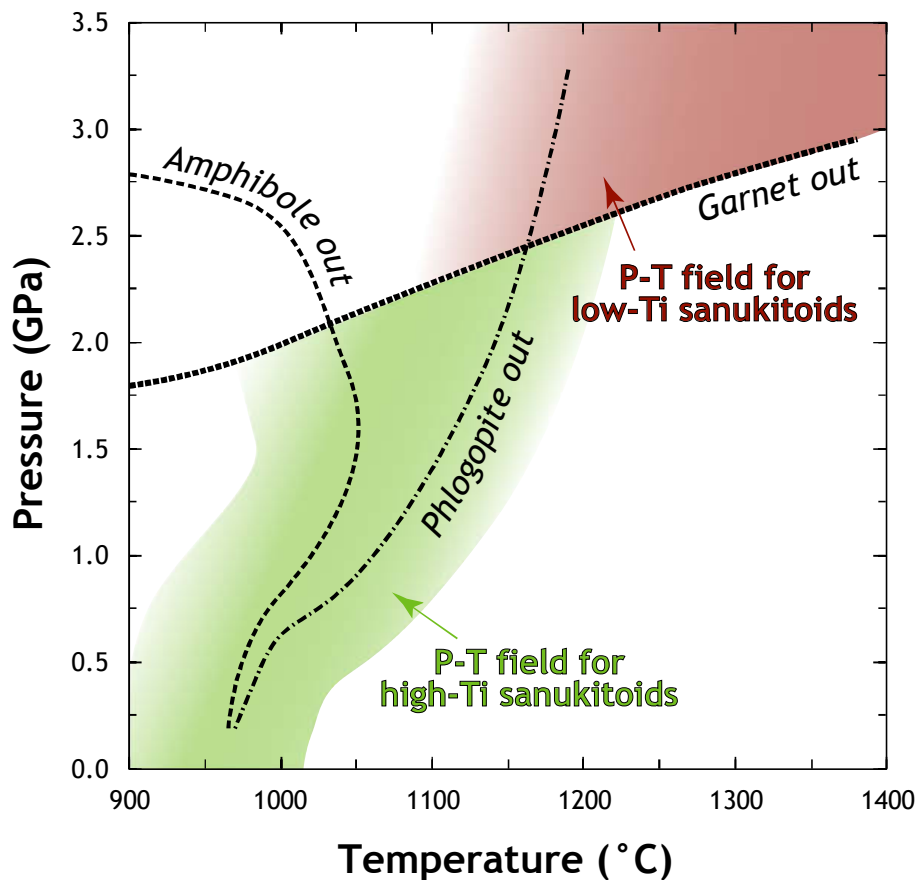


FIGURE 4.11 : Diagramme pression-température indiquant les conditions générales de genèse des deux groupes de sanukitoïdes (interactions liquide/péridotite pour les low-Ti, fusion partielle pour les high-Ti sanukitoids), d'après les résultats de la modélisation. Les courbes de stabilités sont celles établies par Conceição & Green (2004).

Par ailleurs, il est intéressant de noter que la composition modale des solides résiduels, quelque soit le mécanisme d'hybridation, est tout à fait cohérente avec celles de certains xénolithes de péridotite issus du manteau cratonique. Cette observation avait déjà été notée par Rapp *et al.* (2010) en ce qui concerne les interactions en une seule étape : en effet, leurs

expériences (sur lesquelles sont basées les compositions modales des assemblages modélisés) produisent des résidus dont les compositions (minéralogique et chimique) sont en très bon accord avec celles de certains xénolithes de pyroxénite à grenat provenant du manteau lithosphérique sous-jacent à plusieurs cratons (notamment celui du Kaapvaal). La même observation peut être faite en ce qui concerne les assemblages résiduels des interactions en deux stades modélisés ici : ceux-ci consistent en des harzburgites contenant 45–60% d'olivine, 25–40% d'orthopyroxène, et généralement, un peu de clinopyroxène (0–10%) et de phlogopite (< 5%). Ces compositions modales sont identiques à celles de certaines péridotites cratoniques, en particulier provenant du craton sibérien (Ionov *et al.*, 2010) ou du craton du Kaapvaal (Grégoire *et al.*, 2003), notamment en ce qui concerne leur richesse en orthopyroxène.

- *Influence de la nature de l'agent métasomatique*

Les résultats tirés de l'étude du pluton de Bulai laissent à penser que l'agent métasomatique peut, dans certains cas, ne pas être uniquement représenté par un liquide de composition TTG : il peut typiquement s'agir d'un liquide dérivant de sédiments détritiques ou d'un fluide aqueux. Afin de représenter cette variabilité potentielle de l'agent métasomatique, la même modélisation a également été conduite en utilisant, en lieu et place d'un liquide de composition TTG, (1) un fluide issu de la potentielle déshydratation de croûte océanique (composition fournie par Kessel *et al.*, 2005 ; dans ce cas, seules des interactions en deux stades ont été modélisées) ou (2) un liquide issu de la fusion de sédiments (de même composition que celui utilisé pour les modèles développés pour le pluton de Bulai). Les résultats sont présentés dans la Figure 4.12. Deux conclusions majeures peuvent être tirées de ceux-ci :

- (1) La fusion d'un assemblage hybride à minéraux hydratés produit par l'interaction entre une péridotite et un fluide aqueux produit des liquides dont la composition est assez proche de celle de certains *low-Ti sanukitoids*. Ainsi, ces derniers pourraient également dériver d'interactions en deux étapes, à conditions que l'agent métasomatique soit un fluide. Toutefois, les liquides modélisés ne reproduisent pas la variabilité géochimique des *low-Ti sanukitoids* dans leur ensemble, ce qui suggère que seuls quelques échantillons, tels que les lamprophyres de Bulai, résultent d'un tel processus.

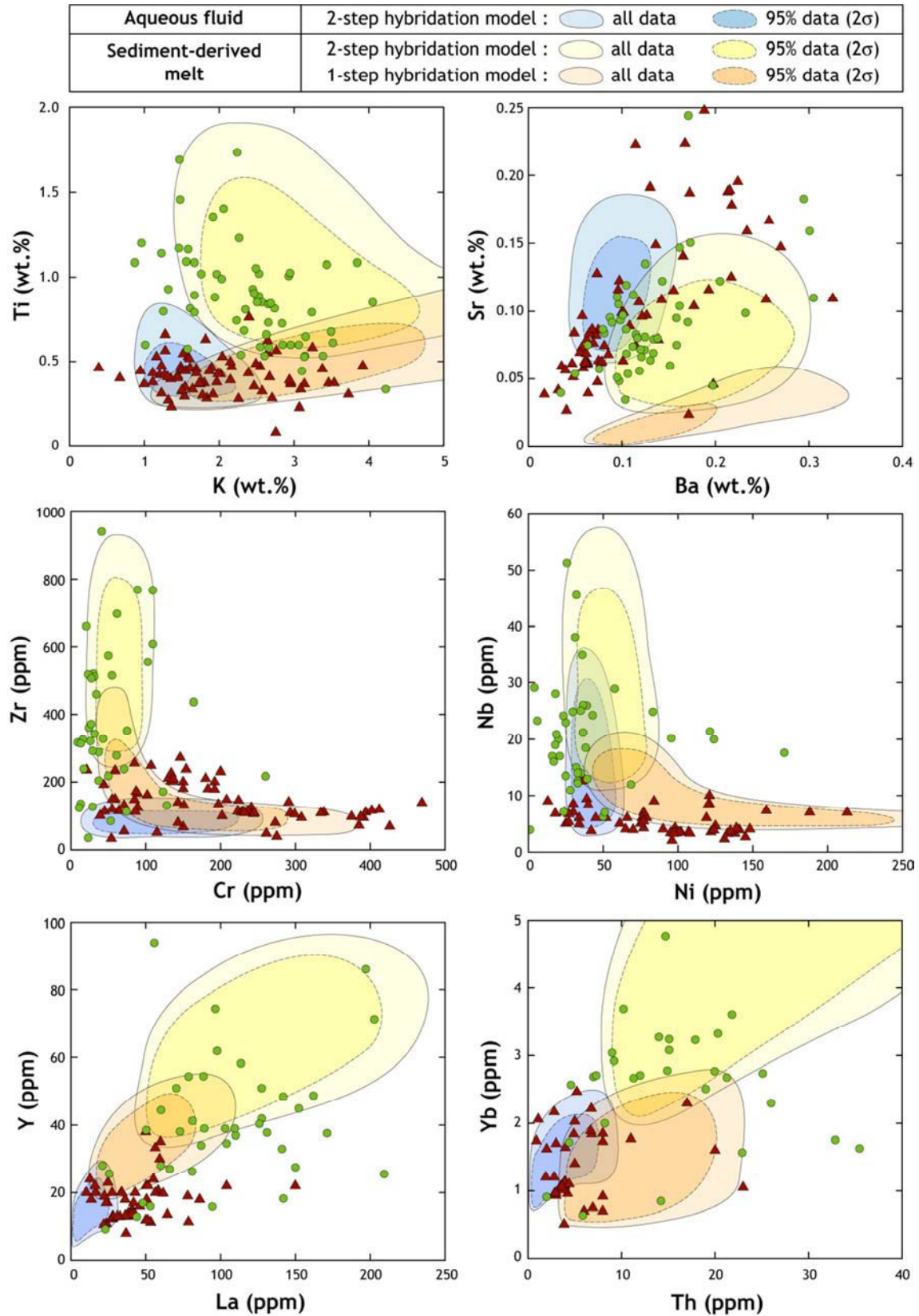


FIGURE 4.12 : Diagrammes binaires identiques à ceux de la Figure 4.10, où la composition des liquides virtuels correspond à une modélisation en utilisant des agents métasomatiques différents des TTG : un fluide aqueux (bleu) et un liquide issu de la fusion de sédiments (orange, jaune). Les symboles sont identiques à ceux de la Figure 4.10.

• (2) Que l'agent métasomatique soit un liquide de composition TTG ou issu de la fusion de sédiments, on obtient, dans les grandes lignes, les mêmes résultats. En particulier, les interactions en deux stades produisent toujours des magmas plus riches en REE et HFSE, et plus pauvres en éléments de transition, que celles en un seul stade. Seules des variations de second ordre sont observées : par exemple, les liquides produits sont un peu plus riches en Zr, Th et Nb, mais plus pauvres en Sr, dans le cas où l'agent métasomatique provient de la fusion de sédiments. On peut donc en conclure que c'est le mécanisme d'hybridation (un ou deux stades) qui contrôle, au premier ordre, la géochimie des sanukitoïdes, et notamment la distinction entre *low-Ti* et *high-Ti*. La nature de l'agent métasomatique n'est, quant à elle, responsable que de variations secondaires au sein de l'un ou l'autre des deux groupes. Ainsi, pour faire le lien avec la modélisation de Martin *et al.* (2009), le paramètre qui contrôle principalement la composition chimique des sanukitoïdes n'est donc pas le rapport F/a , mais plutôt la valeur de a . En effet, la nature des interactions (un ou deux stades) dépend elle-même de la valeur du *melt:rock ratio* (R_{mr}) qui peut naturellement être exprimé comme une fonction du taux de métasomatose a :

$$R_{mr} = \frac{a}{1-a} \quad (4.3)$$

Ce paramètre est facile à appréhender (et à contrôler) dans le cas de la pétrologie expérimentale : il représente le rapport massique des poudres du composant felsique et de la péridotite dans une charge dont les limites physiques sont bien définies (celles de la capsule expérimentale). En revanche, dans un système naturel, il va surtout dépendre du mécanisme qui permet la propagation du liquide felsique dans le manteau (Martin *et al.*, 2009) comme l'illustre la Figure 4.13. Plus précisément, il sera corrélé au rapport entre le volume de liquide et la surface de l'interface liquide/manteau. Ainsi, un rapport R_{mr} élevé représenterait par exemple le transport du magma felsique dans des conduits relativement larges (0.1–10 m) où l'hybridation ne sera vraiment efficace qu'au niveau des bordures, là où le liquide peut assimiler la péridotite mantellique. A l'inverse, un rapport R_{mr} faible sera caractéristique de la percolation du liquide aux joints des grains, ou dans des conduits de taille beaucoup plus modeste (veines de quelques millimètres à quelques centimètres de large). D'ailleurs, il est assez évident que la quantité relative de liquide par rapport à un volume de péridotite donné sera plus élevée dans le premier cas que dans le second (Figure 4.13).

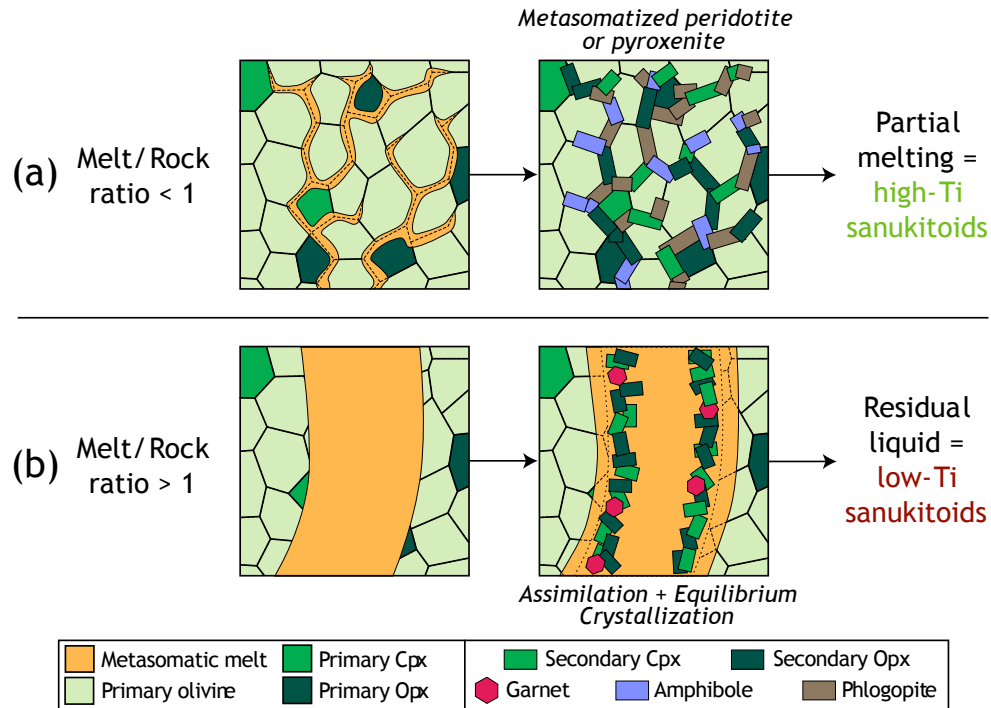


FIGURE 4.13 : Schémas conceptuels, non à l'échelle, illustrant la nature des interactions dans le cas où le rapport melt:rock (R_{mr}) est inférieur à 1 (a) ou supérieur à 1 (b). Ces deux mécanismes différents sont à l'origine des high-Ti et des low-Ti sanukitoïdes, respectivement.

Même si cette appréciation est plus intuitive que quantitative, elle est une bonne illustration de ce que représente le rapport R_{mr} dans les systèmes naturels. D'autres paramètres physiques peuvent également jouer un rôle dans la nature des interactions, et en particulier la température (Rapp *et al.*, 1999) : si celle-ci est relativement faible, le liquide aura plus facilement tendance à être consommé par les réactions métasomatiques, alors que si elle est élevée, il sera potentiellement maintenu au-dessus du solidus.

• Implications pour l'environnement géodynamique de genèse des sanukitoïdes

Le fait que les sanukitoïdes dérivent de l'interaction entre une péridotite mantellique et un liquide felsique, ou, occasionnellement, un fluide aqueux, nécessite que la source de cet agent métasomatique soit localisée *sous* une certaine épaisseur de péridotite. Le mécanisme le plus simple pour rendre compte d'une telle géométrie est naturellement la subduction (Figure 4.14), comme nous l'avons déjà évoqué dans l'article de la Section 4.2.1. Si la genèse de TTG pourrait, à la rigueur, résulter de la fusion de fragments délamérés (et non subduits) de croûte inférieure mafique, un tel processus peut difficilement expliquer l'introduction de roches

supracrustales (sédiments détritiques) dans le manteau. Or, celles-ci peuvent jouer un rôle important dans la genèse des sanukitoïdes, comme l'ont démontré l'étude du pluton de Bulai (voir Section 3.3), la modélisation présentée ci-avant, ainsi que les travaux de Halla (2005). De même, du matériel subduit sera beaucoup plus hydraté, et donc, beaucoup plus fertile, que des fragments de croûte mafique délamainée : pour plonger dans le manteau, ces derniers doivent en effet présenter des densités proche de celles de matériaux granulitiques ou éclogitiques. Ces lithologies sont anhydres et, potentiellement, représentent déjà des résidus de fusion (comme le suggère d'ailleurs le modèle de délamination catalytique proposé par Bédard, 2006), ce qui en fait des matériaux particulièrement réfractaires. De même, ils pourront difficilement constituer la source de fluides riches en éléments incompatibles dissous, dont on a vu également qu'ils pouvaient représenter un agent métasomatique potentiel dans la genèse des sanukitoïdes. Ainsi, ces magmas proviennent vraisemblablement de l'introduction de matériel basaltique ou sédimentaire dans le manteau selon une géométrie identique à celle d'une zone de subduction (Figure 4.14).

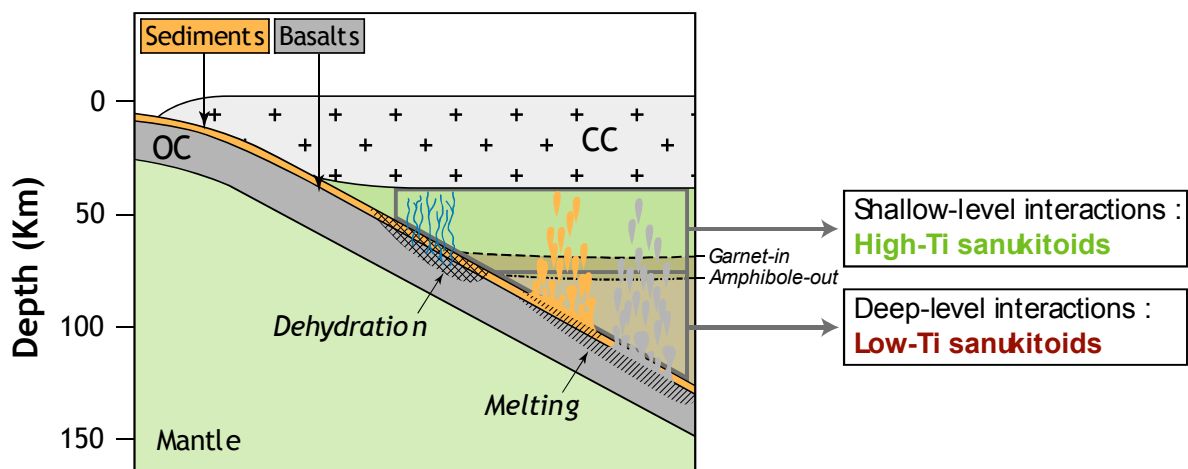


FIGURE 4.14 : *Modèle géodynamique conceptuel et général pour la genèse des sanukitoïdes, où la subduction joue un rôle prépondérant.*

Il faut cependant noter que cette conclusion n'implique pas forcément l'existence de subductions stables définissant des structures de plusieurs milliers de kilomètres et actives pendant plusieurs dizaines de Ma, telles que celles qui caractérisent les zones de convergence de plaques actuelles. En effet, comme on l'a vu dans le Chapitre 2, les sanukitoïdes sont des

complexes magmatiques qui se mettent en place au cours de périodes bien plus courtes que les batholites calco-alcalins dans les contextes d'arc modernes. Ainsi, les sanukitoïdes à eux seuls ne pourraient résulter que de subductions très « ponctuelles » dans le temps et dans l'espace, ce qui semble être la norme à l'Archéen (Moyen & van Hunen, 2012). Néanmoins, d'autres arguments, basés non plus sur l'existence des seuls sanukitoïdes mais de l'ensemble des magmas tardi-archéens, ne sont pas en accord avec cette hypothèse et plaident plutôt en faveur de l'existence, entre 3000 et 2500 Ma, de zones de subduction stables à une échelle beaucoup plus globale (Chapitres 6 et 7).

4.3. Pétrogenèse des roches felsiques : processus crustaux

Dans la Section précédente, j'ai discuté de la pétrogenèse du pôle « mantellique » des suites sanukitoïdes. Toutefois, comme c'est le cas pour le pluton de Bulai, ces termes mafiques sont généralement subordonnés, en termes de surface d'affleurement, aux termes felsiques (granodiorites et granites) de la suite. Jusqu'à présent, peu d'études se sont penchées sur l'origine de ces roches et sur les implications importantes qu'elle peut avoir pour les mécanismes de différenciation de la croûte continentale. C'est ce que se propose de faire l'article suivant, publié à *Precambrian Research* en 2012, toujours sur la base de l'étude du pluton de Bulai.



Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: Insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa

Oscar Laurent^{a,b,c,*}, Régis Doucelance^{a,b,c}, Hervé Martin^{a,b,c}, Jean-François Moyen^{b,c,d}

^a Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^b CNRS, UMR6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^c IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^d Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 rue du Docteur Paul Michelon, 42023 Saint-Étienne, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 September 2011

Received in revised form 14 July 2012

Accepted 21 July 2012

Available online xxx

Keywords:

Sanukitoid series

Granitoids

Geochemical modelling

Differentiation

Crustal growth

ABSTRACT

The late-Archaean (~2.59 Ga) Bulai pluton from North-Eastern South Africa mostly consists in granodioritic rocks and subordinate amounts of mafic lithologies, mainly monzodiorites, both belonging to the sanukitoid series. Many lines of evidence point to a genetic link between these two components, such as similar mineralogical assemblages, parallel trace-element patterns and isotopic homogeneity. The nature of this genetic link has been investigated using semi-quantitative geochemical modelling.

Several models reproduce the geochemistry of the Bulai granodiorites, including magma mixing, crystallization from a primary magma and partial melting of mafic rocks. Pure mixing between two magmas that are highly contrasted in terms of geochemistry and physical properties is of doubtful reliability in generating massive volumes of homogeneous hybrid magma. Thus, the models that best fit the data involve either equilibrium or fractional crystallization from a mafic mantle-derived magma, coupled with increasing amounts of mixing with felsic melt in course of differentiation. Alternatively, melts computed by dehydration melting of monzodiorites (incongruent melting of biotite) are also similar in composition to the most differentiated Bulai granodiorites (SiO₂ > 65 wt.%). However, formation of the least differentiated granodiorites (SiO₂ < 65 wt.%) by such a process requires unrealistic melting conditions. Rather, they would result from entrainment of the (mafic) residual solid after melting.

The widespread differentiated rocks of the sanukitoid suite were probably derived from differentiation of mafic mantle-derived melts (sanukitoids s.s.), either as residual liquids (crystallization and mixing) or partial melts. Thus, the presence of pre-existing differentiated crust is not a requirement to the generation of these granitoids that therefore can be considered as a juvenile addition to the crust. In addition, the composition of the sanukitoid series matches the one of some post-Archaean, high-K calc-alkaline suites of late-orogenic affinity, as well as the average composition of the continental crust. As a result, growth and differentiation of the crust since the end of the Archaean were likely accommodated by similar processes that gave rise to the sanukitoid series and post-Archaean high-K calc-alkaline granitoids.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Archaean-Proterozoic transition represents a fundamental change in the petrogenetic and geodynamic processes of crustal growth on Earth (Condie, 1989; Kemp and Hawkesworth, 2003; Taylor, 1987; Taylor and McLennan, 1995). The Archaean continental crust is characterized by the emplacement of magmas belonging to the Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite (TTG) series

that are sodic granitoids (K₂O/Na₂O < 1) generated by partial melting of hydrous garnet- and amphibole-bearing metabasalts (e.g. Barker and Arth, 1976; Condie, 1981; Martin, 1986, 1993; Martin et al., 2005; Rapp et al., 1991; Smithies, 2000). By contrast, most modern, calc-alkaline granitoids are potassic (K₂O/Na₂O > 1) and bear a mantle-derived component: it is widely accepted that the latter derived from melting of mantle peridotite variously enriched in incompatible elements by prior subduction processes (e.g. Barbarin, 1999; Condie, 1997; Kemp and Hawkesworth, 2003; Liégeois et al., 1998; Pitcher, 1987; Schmidt and Poli, 1998; Tatsumi, 1989).

The transition between both granitoid types is recorded by the Late-Archaean sanukitoid series that shares geochemical features with both TTGs and modern calc-alkaline granitoids. They consist

* Corresponding author at: Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France.
Tel.: +33 47334 6891.

E-mail address: o.laurent@opgc.univ-bpclermont.fr (O. Laurent).

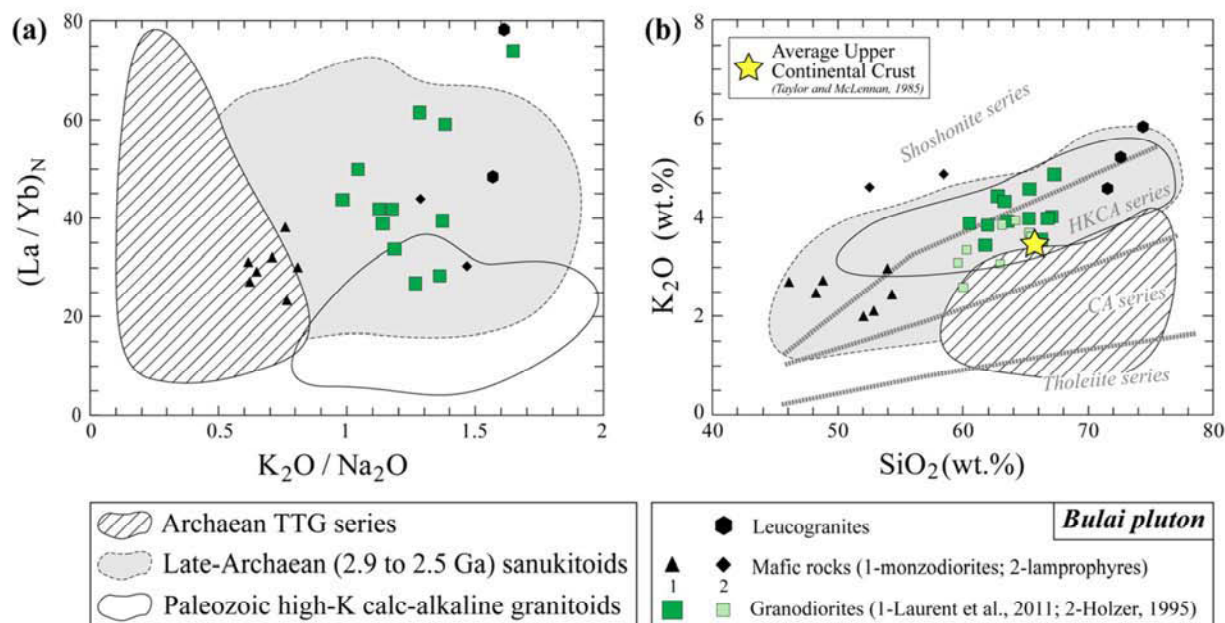


Fig. 1. Comparison between the compositions of Archean TTGs, late-Archean sanukitoids and modern (Palaeozoic) high-K calc-alkaline granitoids. Samples from the Bulai pluton, which is the focus of this study, are also plotted and fall within the field of late-Archean sanukitoids. (a) REE fractionation (expressed as La/Yb ratio normalized to chondritic value from McDonough and Sun, 1995) plotted vs. K₂O/Na₂O ratio. (b) Harker plot for K₂O, labeled with differentiation series as defined by Peccerillo and Taylor (1976). Note that the sanukitoid field (and samples from the Bulai pluton) straddles the boundary between high-K calc-alkaline and shoshonite series. Data for TTGs, sanukitoids and Palaeozoic granitoids are from author's databases (available on request).

in post-tectonic and composite complexes of plutonic rocks characterized by high Mg#, Ni and Cr contents as well as richness in LILE and LREE leading to highly fractionated REE patterns (Martin et al., 2005, 2010; Shirey and Hanson, 1984; Smithies and Champion, 2000; Stern et al., 1989; Stern and Hanson, 1991; Fig. 1a). As defined by Heilimo et al. (2010) and Martin et al. (2010), the sanukitoid series covers a wide compositional range from mafic diorites and monzodiorites (~50 wt.% SiO₂ and up to 9 wt.% MgO), which represent sanukitoids *sensu stricto* (Shirey and Hanson, 1984; Stern et al., 1989), to granodiorites and granites (up to ~70 wt.% SiO₂ and down to ~1 wt.% MgO). Both mafic and felsic components share similar trace-element features. The 'juvenile' mafic component has been well-studied both geochemically and experimentally; it is assumed to result from strong hybridization of a mantle peridotite with a felsic melt, the latter being either derived from metabasalts (Heilimo et al., 2010; Martin et al., 2005, 2010; Shirey and Hanson, 1984; Smithies and Champion, 2000; Rapp et al., 1999, 2010) or metasediments (Laurent et al., 2011; Smithies et al., 2004).

However, in general, the volumetrically dominant rocks of sanukitoid complexes are not the mantle-derived ones but rather the granitoids (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Martin et al., 2010; Moyen et al., 2001; Stern and Hanson, 1991; Stevenson et al., 1999). The petrogenetic processes responsible for the origin of these "differentiated sanukitoids" are poorly constrained with respect to their mafic counterparts. Moyen et al. (2001) argued that the Closepet sanukitoids of Southern India result from magma mixing between mantle- and crust-derived melts. By contrast, differentiation of the sanukitoid suite of the Superior Province is thought to have resulted from fractional crystallization (Stern and Hanson, 1991), possibly coupled with crustal assimilation (Stevenson et al., 1999). These hypotheses were not investigated further, and need refinement in order to understand the differentiation mechanism of the sanukitoid series from a global point of view.

Moreover, the petrogenesis of "differentiated sanukitoids" may also have critical implications for crustal growth and differentiation. Indeed, understanding how the continental crust grew

and differentiated into felsic upper crust and more mafic lower crust, are still pendent questions. The composition of "differentiated sanukitoids" generally matches that of modern, metaluminous high-K calc-alkaline granitoids, both being similar to that of the Upper Continental Crust (Fig. 1b). Therefore, addressing sanukitoid petrogenesis appears as a key issue for understanding the processes of continental crust extraction from the mantle since ~2.5 Ga and for deciphering why they differ from Archean ones.

This paper focuses on the ~2.6 Ga-old Bulai pluton, a sanukitoid complex intrusive within the Central Zone of the Limpopo Belt in North-Eastern South Africa. The composition of the main, granodioritic, phase of this pluton is very typical of late-Archean sanukitoids (Fig. 1b). The "juvenile" mafic component of the Bulai pluton has already been investigated (Laurent et al., 2011), while more felsic rocks were less studied. This is the reason why the present paper complementary focuses on the petrogenesis of differentiated rocks of the Bulai suite (in particular, quartz-monzonites and granodiorites with SiO₂ = 60–70 wt.%). Their genesis through magma mixing, fractional crystallization, coupled or not with crustal assimilation, and partial melting of mafic rocks in the lower crust was tested using semi-quantitative, forward and multi-element geochemical modelling.

2. The Bulai pluton: an overview

The Bulai pluton is intrusive within the Central Zone (CZ) of the high-grade Limpopo mobile belt, a Neoarchaeon to Palaeoproterozoic terrane separating the Zimbabwe Craton to the North from the Kaapvaal Craton to the South (Figs. 2 and 3). The CZ is made up of grey gneisses of TTG composition (the polymetamorphic Sand River gneisses) and supracrustal lithologies of the Beit Bridge Complex (mainly metapelites, with subordinate quartzite, BIF and mafic meta-volcanics). Both formed between ~3.33 and ~2.65 Ga, and underwent at least two granulite-facies metamorphic overprints at ~2.65 and ~2.0 Ga (for detailed description and review, see Roering et al., 1992; Holzer et al., 1998; Zeh et al., 2007, 2009; Van Reenen

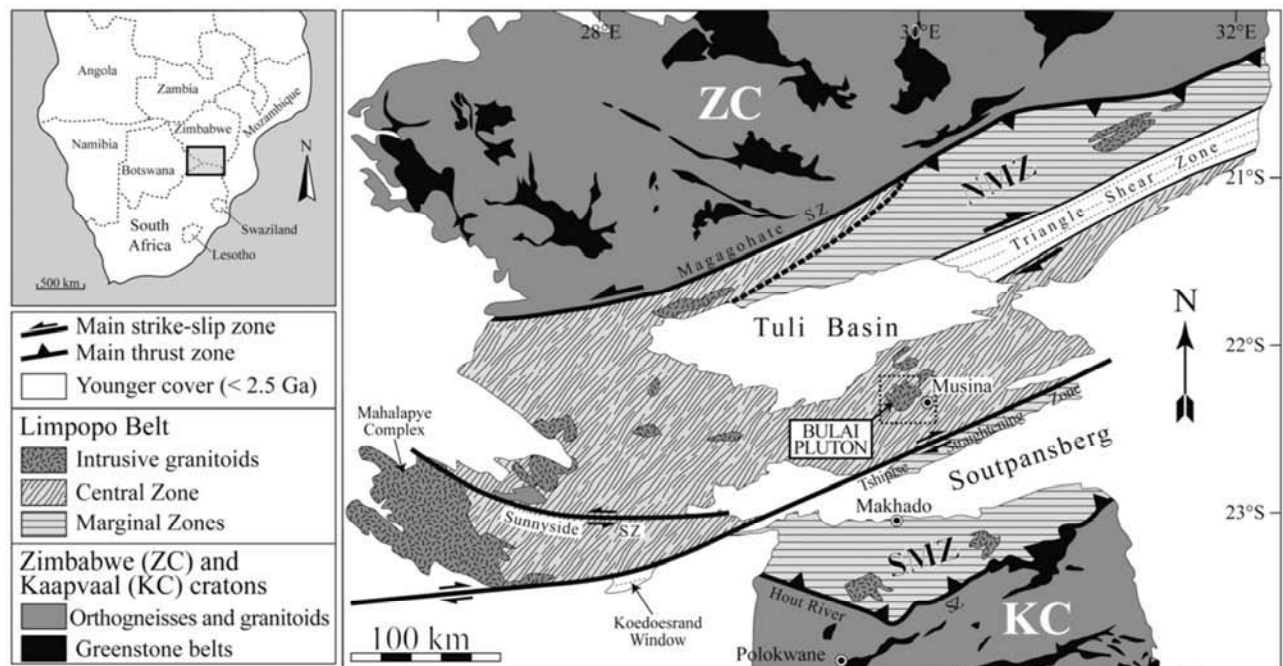


Fig. 2. Regional sketch map of the Limpopo Belt and adjacent cratons (after Laurent et al., 2011). The dashed square represents the area covered by Fig. 3. NMZ, Northern Marginal Zone; SMZ, Southern Marginal Zone.

et al., 2008; and references therein). The Bulai pluton is intrusive within the Beit Bridge Complex, and relationships between both are detailed in Holzer (1995), Holzer et al. (1998), Millonig et al. (2008) and Laurent et al. (2011). U–Pb and Pb–Pb dating on separated zircons indicates that intrusion of the Bulai pluton occurred between 2.61 and 2.58 Ga (Barton et al., 1994; Kröner et al., 1999; Laurent et al., 2011; Zeh et al., 2007), i.e. just after the Archaean granulite-facies metamorphic event and associated deformation.

A detailed description of the magmatic petrology of the Bulai is given in Holzer (1995). The main phase of the pluton is represented by K-feldspar porphyritic granitoids, herein referred as “granodiorites” even if their modal composition ranges from monzonite to quartz-monzonite and granodiorite. They are systematically associated with subordinate amounts of mafic rocks (mainly monzodiorites), either pyroxene-free or pyroxene-bearing (the latter being locally referred to as ‘enderbites’, i.e. Opx-bearing tonalites, even if they are rather jotunites, i.e. Opx-bearing monzodiorites) that occur either as large bodies (>100 m) or as small, rounded

Microgranular Mafic Enclaves (MMEs) comagmatic with the granodiorites. On the other hand, small bodies of leucogranite are locally associated with the porphyritic granodiorite, whereas late mafic dykes and pegmatites crosscut the whole pluton.

The porphyritic granodiorite and associated mafic rocks share a common mineralogical assemblage of quartz, sodic plagioclase, K-feldspar, Ca-rich amphibole, biotite, magnetite and ilmenite together with apatite, zircon and allanite as accessory phases. Monzodiorites sometimes contain both clino- and orthopyroxene, partly replaced by amphibole and biotite (respectively).

Geochemical characteristics of the Bulai pluton, in terms of major, trace elements and Nd isotopes, were investigated in detail by Laurent et al. (2011), whilst key features are summarized in Fig. 4 (see figure caption for more information). In terms of previous petrogenetic modelling, Laurent et al. (2011) recently interpreted the whole-rock geochemistry of MME and enderbites as inherited from a hybrid source rock: a mantle peridotite metasomatized by sediment-derived felsic melts. In particular, these rocks bear chemical features typical of both the mantle (high FeO_T, MgO, Ni–Cr–V contents) and a crustal component (extremely high LILE, LREE and HFSE contents) of typical terrigenous affinity (extremely high K, Zr, Nb, Th, REE contents and low Sr/Nd).

3. Petrogenesis of the Bulai granodiorites: starting hypotheses

Several lines of evidence point to a strong cogenetic link between the porphyritic granodiorites and the monzodiorites. Field relationships (magmatic enclaves, diffuse boundaries and other mingling features) as well as geochronology demonstrate the comagmatic and coeval characters of these rocks. In addition, they share a common mineral assemblage, parallel trace-element patterns and an identical initial Nd isotopic signature (Fig. 4). Four distinct petrogenetic processes are commonly proposed to account for these observations in other high-K calc-alkaline suites (including Archaean sanukitoids). These are:

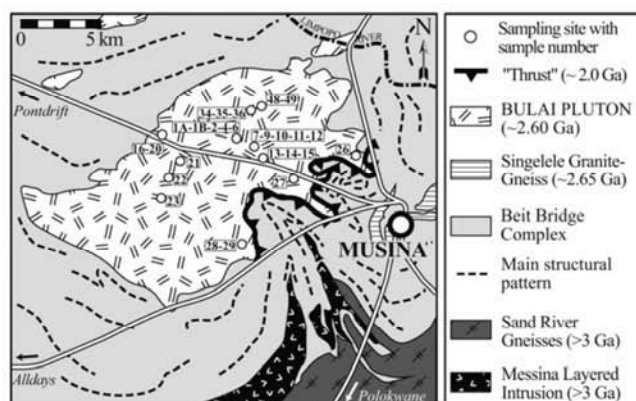


Fig. 3. Geological map of the Musina area focused on the Bulai pluton and indicating sampling localities (after Millonig et al., 2008).

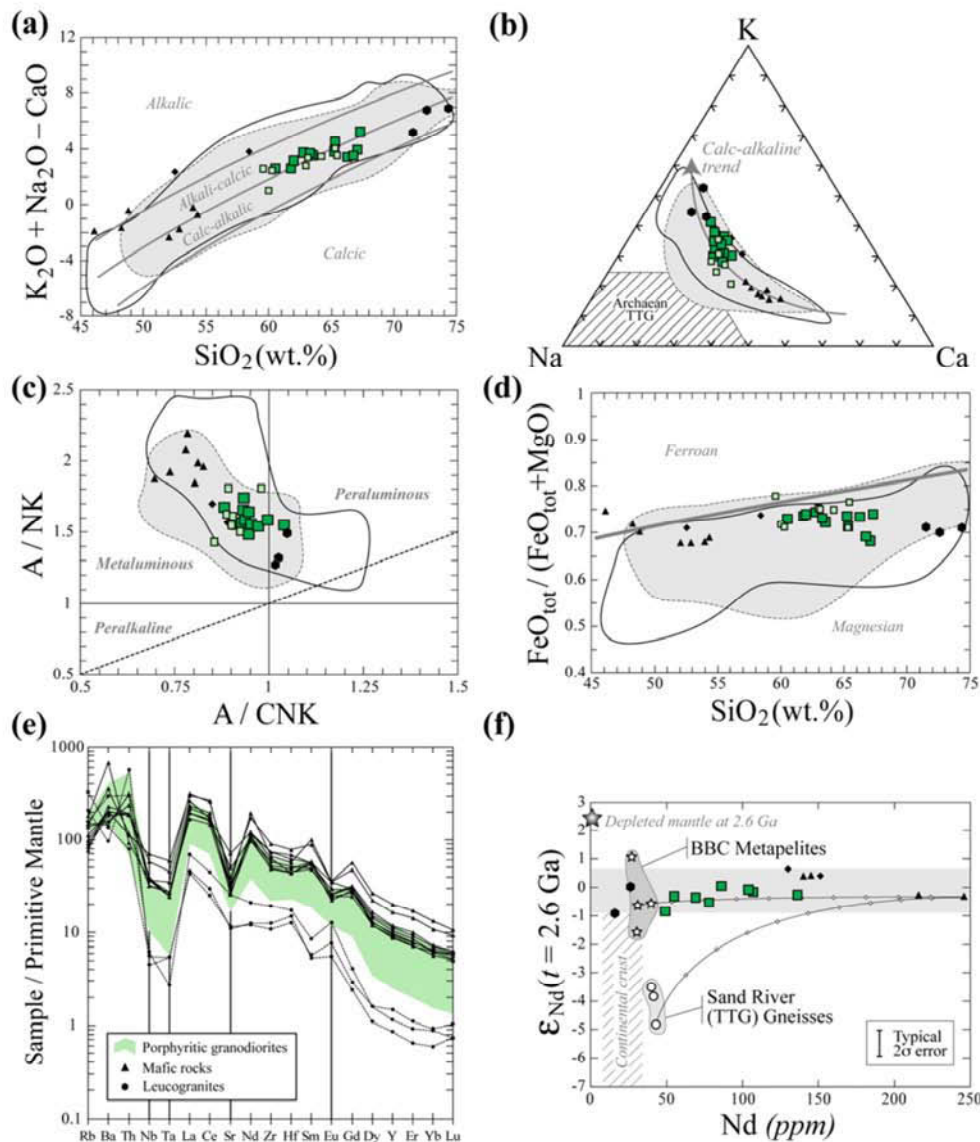


Fig. 4. Geochemical characteristics of the Bulai pluton expressed as (a) $K_2O + Na_2O - CaO$ (MALI index) vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); (b) Na–K–Ca triangle (the calc-alkaline trend is from Barker and Arth, 1976 and the TTG field from Martin, 1999); (c) A/NK vs. A/CNK plot (Shand, 1943); (d) $FeO_{tot}/(FeO_{tot} + MgO)$ vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); (e) primitive mantle-normalized multi-element patterns (normalization values are from the “pyrolite silicate earth” of McDonough and Sun, 1995) and (f) plot of ϵ_{Nd} at 2.6 Ga vs. Nd concentration (data for BBC metapelites and Sand River Gneisses are from Harris et al., 1987; isotopic composition of the depleted mantle was calculated from the equation of DePaolo, 1981 and the range of Nd concentrations in the continental crust was taken from Rudnick and Gao, 2003). Symbols and fields are as in Fig. 1. The Bulai suite covers a wide range of silica contents, from the MMEs to the leucogranites, and belongs to a calc-alkaline differentiation trend. Most samples are metaluminous, except the leucogranites (slightly peraluminous) and belong to the magnesian group defined by Frost et al. (2001). Granodiorites and mafic rocks show very similar, parallel trace-element patterns. The field of porphyritic granodiorites is systematically intermediate between that of monzodiorites and of leucogranites (except for scattered values of Ba and Th). Homogeneous initial $^{143}Nd/^{144}Nd$ signature measured for all rock of the Bulai suite provide further support for a strong genetic link between all rock types.

- (1) Binary mixing between felsic and mafic magmas (Clemens et al., 2009; Janoušek et al., 2004; Moyen et al., 2001; Slaby and Martin, 2008; Zhang et al., 2011)
- (2) Crystallization (either fractional or at equilibrium) of a primary magma similar in composition to the mafic rocks of the Bulai suite (Holzer, 1995). Stern and Hanson (1991) considered fractional crystallization as the single differentiation process accounting for the origin of the sanukitoid suite of the Roaring River Complex (Superior Province);
- (3) ‘Open-system’ fractional crystallization coupled with assimilation of, or mixing with, felsic material (AFC: Assimilation – Fractional Crystallization, or MFC: Mixing plus Fractional Crystallization). Stevenson et al. (1999) proposed that such a

mechanism could have given rise to silicic rocks of the sanukitoid series in the Superior Province. This process is also assumed to account for the genesis of some modern I-type, calc-alkaline granitoid batholiths (Barbarin, 2005; Christophides et al., 2007; Karsli et al., 2007; Poli and Tommasini, 1999) and high-Mg andesites similar in composition to late-Archæan sanukitoids (Tatsumi, 2008);

- (4) Partial melting of rocks similar in composition to the Bulai mafic lithologies, which are amphibole- and biotite-bearing such that they can undergo significant dehydration melting. Roberts and Clemens (1993), followed by Roberts et al. (2000) and Chen and Jahn (2004), proposed that this might be a reliable petrogenetic process for most high-K calc-alkaline rocks.

Table 1

Major- and trace-element compositions of materials used as end-members for geochemical modeling. The 'Type' row indicates the sources of the data. For all the data, concentrations of major oxides have been recalculated on anhydrous basis.

Facies Type	AD19-93 ^a	MME Average ^b	Enderbite Average ^b	'Primary' PGd. Calculated ^c	Felsic PGd. BUL-22 ^b	Leucogranite BUL-26 ^b	Metapelite Average ^d
<i>Major oxides (wt.%)</i>							
SiO ₂	50.99	49.42	55.22	59.00	68.13	74.69	66.84
TiO ₂	1.26	2.39	1.79	1.44	0.65	0.21	0.60
Al ₂ O ₃	19.47	17.76	17.25	16.88	15.75	13.6	17.93
FeO ^e	9.74	10.51	7.72	7.39	3.49	1.04	5.22
MgO	4.54	3.76	3.88	2.45	1.10	0.38	3.60
CaO	7.43	8.20	7.45	5.22	2.66	1.53	1.90
Na ₂ O	3.78	3.97	3.52	3.88	3.00	2.61	1.72
K ₂ O	2.33	2.54	2.28	2.97	4.93	5.87	2.10
P ₂ O ₅	0.46	1.45	0.89	0.77	0.29	0.07	0.09
<i>Trace elements (ppm)</i>							
Sc		20	18	12	3	<1 ^f	15
V		157	140	95	50	22	107
Rb		67	50	86	101	124	74
Sr		794	632	810	382	214	74
Y		71	47	42	11	4	32
Zr		939	644	680	325	131	157
Nb		38	25	17	7	3	12
Ba		1340	1343	1800	1409	622	439
La		203	132	170	78	30	35
Ce		436	288	320	145	49	66
Nd		216	137	140	55	16	24
Sm		35.8	22.1	22	7.6	2.1	4.7
Eu		5.4	3.9	4.0	2.1	0.9	1.1
Gd		25.9	16.2	15.0	5.0	1.3	4.5
Dy		15.1	10.0	9.0	2.4	0.7	4.8
Er		6.26	3.97	3.60	0.90	0.28	2.75
Yb		4.77	2.75	3.00	0.72	0.26	2.62
Lu		0.63	0.35	0.40	0.11	0.05	0.42
Hf		22	15	15	9	4	5
Ta		1.7	0.9	0.8	0.2	0.2	0.8
Th		15	15	20	11	45	13

^a High-K hornblende–biotite gabbro from the Sierra Nevada Batholith (California, USA; starting composition in experimental study of Sisson et al., 2005).

^b Samples or average of several samples from Laurent et al. (2011).

^c Calculated from linear regression (element = a.SiO₂ + b) at 59 wt.% SiO₂ on the basis of data from Laurent et al. (2011) for REE, Sc, Hf and Ta; and Laurent et al. (2011) as well as Holzer (1995) for other elements.

^d Average of several samples from Boryta and Condie (1990).

^e All iron recalculated in FeO.

^f Value below detection limit (=1 ppm). An arbitrary value of 0.5 ppm has been assumed for modeling.

In the following section, we will test these four petrogenetic hypotheses using semi-quantitative, multi-element geochemical modelling.

4. Geochemical modelling

4.1. Model 1: magma mixing

This model is based on the assumption that the Bulai granodiorites represent perfect mixing between a mafic end-member and a felsic one, their geochemical variability resulting only from different mixing proportions. For this purpose, we used a classical mass-balance equation expressed as $C_L^i = X_m \times C_m^i + (1 - X_m) \times C_f^i$ where C_L^i is the concentration of element i in the 'hybrid' liquid, C_m^i and C_f^i the concentration of the element i in the mafic and felsic end-members respectively, and X_m the mass fraction of mafic melt. Sample BUL-26 is the most differentiated leucogranite and has been thus chosen as representative of the felsic end-member, while two distinct mafic end-members were considered: the average composition of MMEs and enderbites. Their compositions are reported in Table 1.

In details, modelling proceeded in two successive steps:

- (1) The first step of the model is based on major element behaviour. For each sample, the composition of hybrid melt is calculated for mass fractions of mafic melt X_m ranging from 0 to 100% (by

steps of 1%). Modelled compositions are then compared to the real composition of the sample using a least-square calculation ($S^2 = \sum (C_L^i - C_S^i)^2 / (\sigma_{C_S^i})^2$, where C_S^i is the concentration of major element i in the sample, and $\sigma_{C_S^i}$ the standard deviation determined for concentrations of major element i from all samples). The 'best' X_m value is the one resulting in the lowest S^2 .

- (2) The trace element composition of each sample is recalculated using the X_m value obtained at step 1, and is then normalized to the measured composition. A perfect match would result in a normalized value (noted C_n) of 1 for all elements.

Results of modelling for step 1 are summarized in Table 2. Independently of the chosen mafic end-member, X_m values vary by a factor 2 in order to account for the geochemical variability of Bulai granodiorites. They range from 0.26–0.33 for the most felsic granodiorite (BUL-22) to 0.52–0.66 for the least evolved one (BUL-04). Results of trace-element modelling (step 2) are reported in Fig. 5 as C_n plots. A first-order comparison shows that results do not significantly differ when considering a MME-like or a enderbite-like end-member. Both result in general flat patterns, C_n being comprised in the range 1 ± 0.3 (MME end-member) and 0.8 ± 0.2 (enderbite end-member) for most elements. Only Ba and Th are systematically too low or too high. This may result from the choice of sample BUL-26 as the felsic end-member that displays exceptionally high Th and low Ba contents (45.4 and 622 ppm, respectively).

Table 2

Results of the magma mixing model for major elements. For a given mafic end-member (MME and enderbite) and a given felsic end-member (BUL-26; compositions reported in Table 3) X_{MB} represents the calculated mass fraction of mafic melt needed to account for the major-element composition of each sample. S^2 is the sum of square residuals divided by the squared standard deviation for all major oxides (see Section 3.2 for explanation).

Mafic end-member	MME		Enderbite	
	X_{MB}	S^2	X_{MB}	S^2
<i>Granodiorite sample</i>				
BUL-1B	0.45	16	0.52	22
BUL-4	0.51	2.7	0.60	11
BUL-10	0.49	12	0.57	17
BUL-15	0.47	7.7	0.55	14
BUL-16	0.30	8.5	0.36	5.5
BUL-20	0.32	7.4	0.38	4.6
BUL-21	0.42	10	0.49	13
BUL-22	0.24	7.2	0.28	8.6
BUL-23	0.33	13	0.39	15
BUL-27	0.40	2.6	0.47	5.9
BUL-28	0.36	11	0.42	13
BUL-29	0.35	15	0.41	16

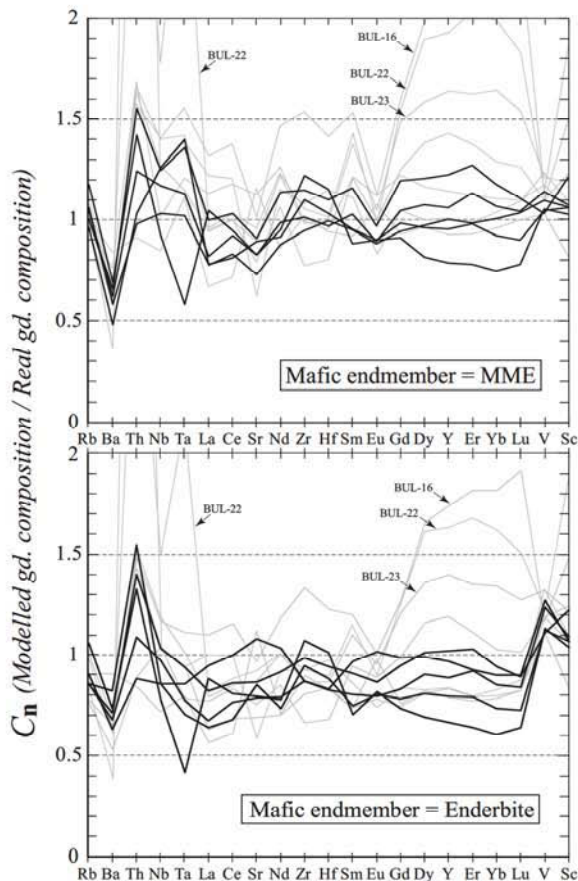


Fig. 5. Results of binary mixing model for trace elements. For each tested mafic end-member, we have plotted the calculated compositions of granodiorites (gd.) normalized to the measured values. Black thick lines represent the 5 granodiorite samples that yielded the best S^2 from major-element regression with a given mafic end-member, other samples being represented by thin grey lines. See text for a detailed description.

In details, among the twelve studied samples, only three granodiorites (BUL-16, BUL-22 and BUL-23) show very inconsistent patterns. They have very high C_n for (Nb–)Ta, Y, HREE (Gd–Lu) and to a lesser extent for Sc. These discrepancies between modelled and natural compositions result from a slightly different trace-element signature (lower Nb, Ta, Y and HREE concentrations) compared with other granodiorites (see also Section 4.5).

4.2. Model 2: fractional or equilibrium crystallization (FC–EC)

Modelling is based on Monte-Carlo simulations. The program computes a large number of melt compositions (typically $N=10,000$) using partition coefficients chosen randomly in an appropriate range, depending on the modelled composition of the liquid (Table 3), for each element at each run. In details, there are two successive steps:

- (1) Derivation of the least evolved granodiorite from mafic compositions (modelled with partition coefficients for ‘mafic’ liquids);
- (2) Derivation of the most evolved granodiorite from the least evolved one (modelled with partition coefficients for ‘intermediate’ liquids).

For both steps, cumulate modal compositions have been computed using mass balance calculations on major elements (algorithm XLFRAC, Stormer and Nicholls, 1978). This calculation is based on the fact that in major-element multi-dimensional space, the initial liquid, the cumulate and the differentiated liquid plot along a straight line. Based on a least-squares approach, the algorithm calculates the modal composition of the solid as well as the melt fraction F . Input data are the compositions of parent melt, differentiated melt and mineral phases. The latter are reported in Table 4. We chose the average composition of both MMEs and enderbites as representative of those of the mafic parent magma. For the compositions of daughter melts, we used the most extreme compositions of the granodiorite trend. The most evolved granodiorite is represented by sample BUL-22 (68.1 wt.% SiO_2) of Laurent et al. (2011). The least evolved granodiorite ($\text{SiO}_2 = 59.6$ wt.%) is sample 93.024 of Holzer (1995), but it lacks REE, Ta and Sc measurements. Therefore, we calculated the major- and the trace-element composition of a virtual primary granodiorite using linear correlations observed in most Harker diagrams, for a SiO_2 content of 59.0 wt.%. All compositions are reported in Table 1.

Results of mass-balance calculations are reported in Table 5. All cumulates are dominated by plagioclase, amphibole and biotite with subordinate amounts of ilmenite, magnetite and apatite. For the first step with a starting composition represented by average enderbite, computation has been performed using two distinct cumulates, one being amphibole-bearing (Cm02) and the other one containing pyroxenes (Cm03) (see Table 5). A cumulate including both minerals has not been considered, albeit they coexist in enderbite samples, because they cannot crystallize simultaneously. This conclusion is supported by the observation of reaction textures between both minerals (amphibole replacing clinopyroxene, in particular).

Consistency of the computed modal composition of cumulates has been tested in the light of experimental work of Sisson et al. (2005). These authors performed melting experiments on a high-K calc-alkaline gabbro (AD19-93) with a composition comparable to that of the Bulai mafic samples (Table 1). At temperatures between 800 and 900 °C, they showed that such a mafic, high-K composition yields ~15–35% melt, in equilibrium with a mineral assemblage dominated by plagioclase, amphibole and biotite. The most important observations are that (1) melt compositions encompass those of Bulai granodiorites (60–70 wt.% SiO_2); (2) melt proportions (17–34%) are consistent with residual melt fractions

Table 3

Partition coefficients used in geochemical modelling. The composition of the liquid exerts a strong control on the value of a partition coefficient for an element i in a given mineral. As a result, for each element and each mineral, 3 ranges of partition coefficients were selected that respectively correspond to 'mafic', 'intermediate' and 'felsic' liquids. All values were compiled from the GERM database (see <http://earthref.org> for references) using partition coefficients in calc-alkaline rocks including basalts, basaltic andesites ('mafic' compositions), andesites, dacites ('intermediate' compositions) and rhyolites ('felsic' compositions). Obvious outliers were excluded. Italic values for quartz are arbitrary: when no data were available for a given melt composition, we assumed that partition coefficient were the same than for other compositions.

Mineral	Allanite	Amphibole		Apatite		Biotite		Clinopyroxene		Ilmenite		K-Feldspar		Magnetite		Orthopyroxene		Plagioclase		Quartz		Zircon		
		Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	
Partition coefficients in MAFC liquids (SiO ₂ < 60 wt.%)																								
Rb	0.02	0.2	0.1	0.5	0	0.003	2.5	4	0.003	0.03	0.0001	0.025	0.3	3	0.01	0.15	0.001	0.03	0.02	0.15	0.001	0.01	0.1	4
Ba	1	12	0.05	0.15	0.05	0.12	6	12	0.001	0.03	0.0001	0.02	2	15	0.01	0.5	0	0.05	0.05	0.4	0.001	0.01	0.1	4
Th	150	700	0.02	0.2	0.5	1	0.01	0.3	0.001	0.012	0.01	0.05	0.01	0.03	0.01	0.2	0.001	0.01	0.05	0.2	0.001	0.01	5	65
Nb	0.2	3.5	0.05	1	0.001	0.004	1	7.5	0.003	0.03	0.5	2.5	0.01	0.15	0.01	0.7	0.003	0.1	0.02	0.1	0.001	0.01	10	50
Ta	0.2	3.5	0.05	0.35	0.001	0.003	1	7.5	0.01	0.3	1	5	0.001	0.01	0.01	0.8	0.01	0.1	0.02	0.2	0.001	0.01	10	50
La	800	2500	0.05	0.4	1	10	0.02	0.4	0.02	0.2	0.005	0.1	0.07	0.15	0.003	0.07	0.002	0.015	0.075	0.25	0.001	0.01	1	10
Ce	600	2300	0.15	0.45	2	12	0.03	0.35	0.03	0.25	0.006	0.11	0.03	0.08	0.01	0.2	0.001	0.025	0.175	0.001	0.01	2	20	
Sr	0.5	2	0.1	0.5	1	3	0.1	0.55	0.04	0.16	0.0001	0.02	1	5	0.005	0.03	0.002	0.02	1	2.75	0.001	0.01	1	20
Nd	250	1500	0.2	0.8	4	14	0.03	0.3	0.1	0.5	0.0075	0.14	0.02	0.06	0.02	0.25	0.003	0.03	0.02	0.14	0.001	0.01	1	8
Zr	0.1	0.3	0.1	0.6	0.025	0.1	0.07	0.75	0.02	0.25	0.05	0.28	0.01	0.4	0.01	0.1	0.01	0.07	0.002	0.014	0.001	0.01	300	3000
Hf	5	25	0.05	0.6	0.01	0.05	0.1	1	0.1	0.35	0.05	0.5	0.02	0.05	0.05	0.3	0.01	0.15	0.005	0.03	0.001	0.01	300	3000
Sm	100	900	0.25	1.75	4	15	0.025	0.35	0.1	0.8	0.01	0.2	0.015	0.045	0.02	0.3	0.01	0.11	0.015	0.11	0.001	0.01	5	20
Eu	10	120	0.2	1.5	2	10	0.03	0.5	0.25	0.75	0.01	0.1	1.5	7.5	0.01	0.075	0.01	0.1	0.05	0.8	0.001	0.01	0.5	10
Gd	30	450	0.3	2	3	17	0.04	0.45	0.3	0.9	0.01	0.2	0.01	0.035	0.01	0.3	0.02	0.15	0.025	0.07	0.001	0.01	15	35
Dy	10	100	0.3	2	3	15	0.05	0.5	0.4	1	0.01	0.1	0.01	0.03	0.01	0.3	0.025	0.3	0.015	0.055	0.001	0.01	25	60
Y	20	100	0.6	2	1	5	0.1	0.75	0.2	1.2	0.005	0.05	0.01	0.1	0.01	0.2	0.1	0.5	0.01	0.04	0.001	0.01	10	150
Er	4	45	0.25	1.6	2	13	0.075	0.5	0.3	0.9	0.01	0.13	0.01	0.04	0.01	0.3	0.025	0.25	0.005	0.05	0.001	0.01	50	220
Yb	2	30	0.4	1.6	1	8.5	0.1	0.6	0.2	0.9	0.01	0.17	0.015	0.045	0.015	0.25	0.05	0.5	0.002	0.045	0.001	0.01	75	400
Lu	1.5	30	0.2	1.3	1	5	0.25	0.75	0.3	1	0.03	0.2	0.015	0.05	0.015	0.15	0.075	0.75	0.005	0.05	0.001	0.01	100	500
V	0.1	10	1.5	10	0.1	1	1	10	0.5	5	5	25	0.05	0.25	5	45	0.5	2.5	0.01	0.45	0.001	0.01	0.01	1
Sc	50	65	2	10	0.2	0.5	5	17	1.5	15	0.5	2	0.01	0.04	0.5	5	0.5	5	0.01	0.1	0.001	0.01	50	80
Partition coefficients in INTERMEDIATE liquids (60 < SiO ₂ < 70 wt.%)																								
Rb	0.02	0.2	0.05	0.33	0	0.003	2.5	4	0.03	0.05	0.001	0.025	0.3	3	0.01	0.15	0.01	0.06	0.03	0.2	0.001	0.01	0.1	4
Ba	1	12	0.08	0.3	0.05	0.45	6	12	0.08	0.5	0.001	0.02	2	15	0.01	0.5	0.003	0.07	0.1	0.5	0.001	0.01	0.1	4
Th	150	700	0.05	0.23	0.4	1.3	0.01	0.3	0.1	0.3	0.05	0.1	0.01	0.03	0.01	0.2	0.05	0.2	0.01	0.04	0.001	0.01	5	65
Nb	0.2	3.5	0.5	1.5	0.001	0.002	1	7.5	0.05	0.8	5	25	0.01	0.15	0.04	0.2	0.01	0.7	0.025	0.25	0.001	0.01	10	50
Ta	0.2	3.5	0.15	0.45	0.001	0.003	1	7.5	0.1	0.6	5	25	0.001	0.01	0.03	0.3	0.03	0.25	0.02	0.1	0.001	0.01	10	50
La	800	2500	0.1	0.6	4	15	0.02	0.4	0.5	3	0.015	0.3	0.07	0.15	0.05	0.5	0.003	0.1	0.1	0.4	0.001	0.01	1	10
Ce	600	2300	0.2	0.8	8.5	20	0.03	0.35	0.6	4	0.02	0.5	0.03	0.08	0.1	0.5	0.01	0.05	0.1	0.3	0.001	0.01	2	20
Sr	0.5	2	0.1	0.5	3	6	0.1	0.55	0.15	0.55	0.002	0.02	1	5	0.01	0.05	0.005	0.05	1.5	5	0.001	0.01	1	20
Nd	250	1500	0.5	1.5	10	40	0.03	0.3	0.75	5	0.03	0.6	0.02	0.06	0.2	0.6	0.015	0.15	0.05	0.25	0.001	0.01	1	8
Zr	0.1	0.3	0.2	1.5	0.05	1	0.07	0.75	0.15	0.8	0.3	3	0.01	0.4	0.04	0.4	0.02	0.12	0.01	0.15	0.001	0.01	300	3000
Hf	5	25	0.3	1	0.01	1	0.1	1	0.2	1	0.1	3	0.02	0.05	0.07	0.7	0.02	0.2	0.01	0.07	0.001	0.01	300	3000
Sm	100	900	0.75	2.5	15	50	0.025	0.35	1	8	0.05	1	0.015	0.045	0.3	0.75	0.015	0.3	0.04	0.2	0.001	0.01	5	20
Eu	10	120	1	2	12	25	0.03	0.5	1.5	8	0.03	0.5	1.5	7.5	0.2	0.5	0.02	0.3	0.25	1.5	0.001	0.01	0.5	10
Gd	30	450	1	3	15	75	0.04	0.45	1	6	0.05	1	0.01	0.035	0.3	0.75	0.025	0.3	0.03	0.11	0.001	0.01	15	35
Dy	10	100	1.5	3	10	45	0.05	0.5	2	8	0.02	0.8	0.01	0.03	0.25	0.6	0.05	0.5	0.02	0.1	0.001	0.01	25	60
Y	20	100	1.75	3.5	3	30	0.1	0.75	2	6	0.05	0.1	0.01	0.1	0.015	0.75	0.2	0.75	0.015	0.15	0.001	0.01	10	150
Er	4	45	1.25	2.5	10	35	0.075	0.5	1	7	0.02	0.7	0.01	0.04	0.2	0.5	0.05	0.5	0.01	0.08	0.001	0.01	50	220
Yb	2	30	1	2	6	20	0.1	0.6	2	7	0.01	0.5	0.015	0.045	0.1	0.5	0.15	0.65	0.005	0.075	0.001	0.01	75	400
Lu	1.5	30	0.9	2	4	16	0.25	0.75	2	7	0.01	0.5	0.015	0.05	0.2	0.45	0.3	0.85	0.01	0.08	0.001	0.01	100	500
V	0.1	10	3	10	0.1	1	1	10	1	5	7	40	0.05	0.25	10	50	0.75	3	0.05	0.5	0.001	0.01	0.01	1
Sc	50	65	5	15	0.2	0.5	5	17	3	20	1	15	0.01	0.04	1	15	2	15	0.01	0.1	0.001	0.01	50	80
Partition coefficients in FELSIC liquids (SiO ₂ > 70 wt.%)																								
Rb	0.02	0.2	0.01	0.3	0.001	0.01	2	5	0.03	0.05	0.01	0.05	0.3	3	0.01	0.05	0.02	0.05	0.04	0.3	0.001	0.01	0.1	4
Ba	1	12	0.1	0.6	0.1	0.75	4.5	12	0.08	0.5	0.01	0.05	2	15	0.01	0.05	0.05	0.25	0.5	1.5	0.001	0.01	0.1	4
Th	300	600	0.15	0.3	0.5	2	0.5	1.5	0.1	0.3	0.1	0.5	0.01	0.03	0.02	0.3	0.1	0.3	0.01	0.06	0.001	0.01	5	65
Nb	0.1	2	1	5	0.01	0.1	2	10	0.05	0.8	40	80	0.01	0.15	0.5	2.5	0.3	0.8	0.05	0.6	0.001	0.01	10	50
Ta	1.5	5	0.2	0.5	0.01	0.1	2	10	0.1	0.6	20	100	0.001	0.01	0.75	3	0.1	0.75	0.02	0.06	0.001	0.01	10	50

Table 3 (Continued)

Mineral	Allanite		Apatite		Biotite		Clinopyroxene		Ilmenite		K-Feldspar		Magnetite		Orthopyroxene		Plagioclase		Quartz		Zircon	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
La	800	3000	5	35	1	4	0.5	3	0.5	5	0.07	0.15	0.2	2	0.05	0.75	0.15	0.45	0.001	0.01	1	10
Ce	600	2500	10	45	0.25	3	0.6	4	1	8	0.03	0.08	0.5	2.5	0.075	1	0.15	0.35	0.001	0.01	2	20
Sr	0.5	2	5	10	0.1	0.45	0.15	0.55	0.05	0.75	1	5	0.01	0.07	0.01	0.15	3	6	0.001	0.01	1	20
Nd	400	1900	2	7	0.2	2.5	0.75	5	1	8	0.02	0.06	0.75	5	0.1	1	0.1	0.3	0.001	0.01	1	8
Zr	0.1	0.3	0.1	1.5	0.2	1.5	0.15	0.8	0.5	10	0.01	0.4	0.1	0.8	0.03	0.15	0.04	0.25	0.001	0.01	300	3000
Hf	5	30	0.1	1.5	0.4	0.9	0.2	1	0.5	3	0.02	0.05	0.2	2	0.05	0.25	0.03	0.3	0.001	0.01	300	3000
Sm	200	1000	25	75	0.25	2	1	8	2	10	0.015	0.045	0.5	4	0.1	1.5	0.05	0.2	0.001	0.01	5	20
Eu	80	120	20	30	0.1	1	1.5	8	0.3	3	1.5	7.5	0.1	2	0.1	1.5	2	6	0.001	0.01	0.5	10
Gd	130	500	40	90	0.1	1	1	6	3	8	0.01	0.035	0.5	4	0.3	1.75	0.05	0.15	0.001	0.01	15	35
Dy	100	150	30	60	0.1	1.2	2	8	1	5	0.01	0.03	0.4	3.5	0.5	3.25	0.07	0.18	0.001	0.01	25	60
Y	20	100	10	40	1	2.5	2	6	0.15	0.5	0.01	0.1	0.1	2	0.5	1.2	0.025	0.2	0.001	0.01	10	150
Er	40	100	20	45	0.1	0.6	1	7	0.75	4	0.01	0.04	0.3	3	0.5	2	0.05	0.1	0.001	0.01	50	220
Yb	8	50	15	25	0.1	0.7	2	7	0.5	4	0.015	0.045	0.25	2	0.75	2.5	0.025	0.09	0.001	0.01	75	400
Lu	7	45	2	21	0.3	0.8	2	7	0.7	4	0.015	0.05	0.2	1.7	0.9	3	0.02	0.1	0.001	0.01	100	500
V	0.1	10	0.1	1	1	10	1	5	7	80	0.05	0.25	10	130	2	10	0.05	0.5	0.001	0.01	0.01	1
Sc	50	65	0.2	0.5	5	17	3	20	1	15	0.01	0.04	1	15	30	120	0.01	0.1	0.001	0.01	50	80

predicted by calculations (15–36% when compiled for both steps); (3) the mineral phases in the experiments of *Sisson et al. (2005)* are the same as in the computed assemblages and (4) their relative modal proportions are similar (e.g. ~50% plagioclase, 30–40% of amphibole + biotite, <10% of apatite and Fe–Ti oxides). Consequently, the computed cumulate compositions are consistent with experimental data.

Finally, Bulai granodiorites contain accessory phases such as allanite and zircon that appear as euhedral crystals in inclusion within major minerals. This means that they formed early in the magma and, consequently, played a significant role in trace-element fractionation. Due to their low modal proportions, mass-balance calculations based on major elements do not allow us to constrain their abundance. Therefore, small amounts (<0.2% modal) of both zircon and allanite were arbitrarily taken into account for trace-element modelling.

The effect of fractional crystallization (FC) on trace elements was modelled using the Rayleigh equation ($C_L^i = C_0^i \times F^{D^i-1}$ where C_0^i and C_L^i are the concentrations of element i in the parent and daughter melts respectively, F the melt fraction and D^i the global partition coefficient for element i). For equilibrium crystallization (EC), we used the equation of *Shaw (1970)* originally formulated for equilibrium melting processes, but equally applicable to crystallization ones.

Fig. 6 presents the results of FC–EC models for the first crystallization step. Compositions of the computed melts are similar for both crystallization mechanisms. The modelled liquids fail in reproducing the composition of the calculated ‘primary’ granodiorite when the parental magma has a MME composition (Fig. 6a). In particular, REE and Nb–Ta contents are far too high. An enderbic parental liquid seems to be more suitable. Its differentiation roughly accounts for all trace element contents especially when the amphibole-bearing cumulate (Cm02) is considered: in this case, the shape of the natural pattern is well reproduced by the modelled liquids (Fig. 6b).

Results for the second step (differentiation from the ‘primary’ granodiorite to the most evolved one) are presented in Fig. 7. There are no significant differences between the melts computed by EC and FC. Both reasonably well fit the composition of the most evolved granodiorite, with the exception of the REE fractionation: La/Yb is too low in the models, because of higher calculated HREE contents than in the samples. In addition, samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 are clearly different in composition with respect to the other granodiorites, as stated for the mixing model (see Section 4.1). Their trace-element signatures can be accounted for neither by FC, nor by EC: in particular, Nb–Ta, Y and HREE of these 3 samples are lower than in the calculated residual melts.

4.3. Model 3: crystallization coupled with assimilation (E–FCA)

‘Open-system’ crystallization was simulated using the equation of decoupled Fractional Crystallization and Assimilation (FCA) proposed by *Cribb and Barton (1996)*. The FCA equation was here adapted to model decoupled Equilibrium Crystallization and Assimilation (ECA) by replacing by FC term in the original formulation of *Cribb and Barton (1996)* by a EC term, which is the equation of *Shaw (1970)*. We applied the same differentiation sequence as used for Model 2 (see Section 4.2), with identical datasets of partition coefficients (Table 3) and modal compositions of cumulates (Table 5).

Three putative assimilated materials (also termed ‘contaminants’ hereafter) are spatially associated with Bulai granodiorites: metapelites of the Beit Bridge Complex (BBC), the Sand River TTG gneisses and the Bulai leucogranites. In order to account for the isotopic homogeneity of the whole Bulai suite, the assimilated

Table 4

Major-element compositions of rock-forming minerals in Bulai samples. For each mineral, we calculated the average composition (re-calculated on anhydrous basis) from several analyses (N is the number of analyses). Compositions were determined by in situ analyses on carbon-coated, polished thin sections ($\sim 30 \mu\text{m}$) using the Cameca SX100 electron microprobe of the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand (standard operating conditions: 15 kV accelerating voltage; 10 s counting time by element and a beam current of 20 nA).

Mineral	Ap	Amph	Bt	Cpx	Ilm	Kfs	Mt	Opx	Plag
N	10	25	31	23	6	18	7	38	42
<i>Major oxides (wt.%)</i>									
SiO ₂	0.27	43.71	39.08	51.77	0.03	64.62	0.04	52.65	60.39
TiO ₂	0.00	2.08	4.86	0.25	41.64	0.05	0.03	0.09	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	11.03	14.49	2.46	0.06	18.76	0.15	1.19	24.93
FeO ^a	0.08	16.09	15.86	10.62	58.19	0.04	99.75	25.06	0.12
MgO	0.00	11.60	15.07	12.75	0.00	0.00	0.00	20.31	0.00
CaO	56.28	12.00	0.01	21.60	0.03	0.06	0.03	0.66	7.00
Na ₂ O	0.00	1.72	0.13	0.55	0.04	1.05	0.00	0.02	7.26
K ₂ O	0.00	1.79	10.50	0.00	0.00	15.41	0.00	0.01	0.30
P ₂ O ₅	43.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Mineral abbreviations: Ap, apatite; Amph, amphibole; Bt, biotite; Cpx, clinopyroxene; Ilm, ilmenite; Kfs, K-feldspar; Mt, magnetite; Opx, orthopyroxene; Plag, plagioclase feldspar.

^a All iron measured as FeO.

material would necessarily have the same ε_{Nd} as the parental liquid at 2.6 Ga, i.e. almost chondritic values. Fig. 4f shows that the Bulai leucogranites and the BBC metapelites fulfil this requirement, whereas the ε_{Nd} values of the Sand River Gneisses are too low to be considered as suitable contaminants. The major- and trace-element compositions of the assimilated materials tested in the models are presented in Table 1.

For each parental liquid and each contaminant, the calculations were performed for different values of crystallization rate ($1 - F$) and assimilation rate ($R = M_a/M_c$, i.e. the mass ratio between assimilated material and crystallized material). The compositional ranges of FCA-ECA computed liquids whose compositions best fit those of real granodiorites, are presented in Figs. 8 and 9 for the first and second steps of the modelling, respectively. Results show that there are no chemical differences between the liquids modelled by the two different mechanisms. Computed liquids better match the composition of the calculated 'primary' granodiorite than for 'closed-system' FC or EC models (see Section 4.2), whatever the parental melt considered (Fig. 8). Moreover, computed values of $1 - F$ are lower than for crystallization models without assimilation. R values are low (0.1–0.2) for enderbite parental melts, whereas they are higher (0.4–0.5) when MME is considered as starting material.

Table 5

Best modal compositions of fractionated solids obtained by mass-balance calculations between parent and daughter compositions using XLFRAC algorithm (Stormer and Nicholls, 1978). ΣR^2 is the sum of the squared differences for all major oxides between calculated and natural compositions, and $1 - F$ gives the crystallization rate.

Initial composition	MME	Enderbite	Mafic PGd.	
Final composition	Mafic PGd.	Mafic PGd.	Felsic PGd.	Felsic PGd.
	Cm-01	Cm-02	Cm-03	Cm-04
Allanite ^a	0.05	0.05	0.05	0.08
Amphibole	15	39.3	0	12.2
Apatite	6.5	3	3.2	3.3
Biotite	15.2	6	18	16.5
Clinopyroxene	0	0	17	0
Ilmenite	4.7	2	3.8	2.4
K-feldspar	0	0	0	0
Magnetite	7.5	0.6	0	5.3
Orthopyroxene	0	0	3.3	0
Plagioclase	51	49	54.5	60
Zircon ^a	0.08	0.08	0.08	0.15
ΣR^2	0.77	0.35	0.41	0.10
$1 - F$	0.75	0.40	0.47	0.42

^a Trace amounts of zircon and allanite has been added to the fractionated solids to account for their presence as early crystals in the Bulai samples (see text for details).

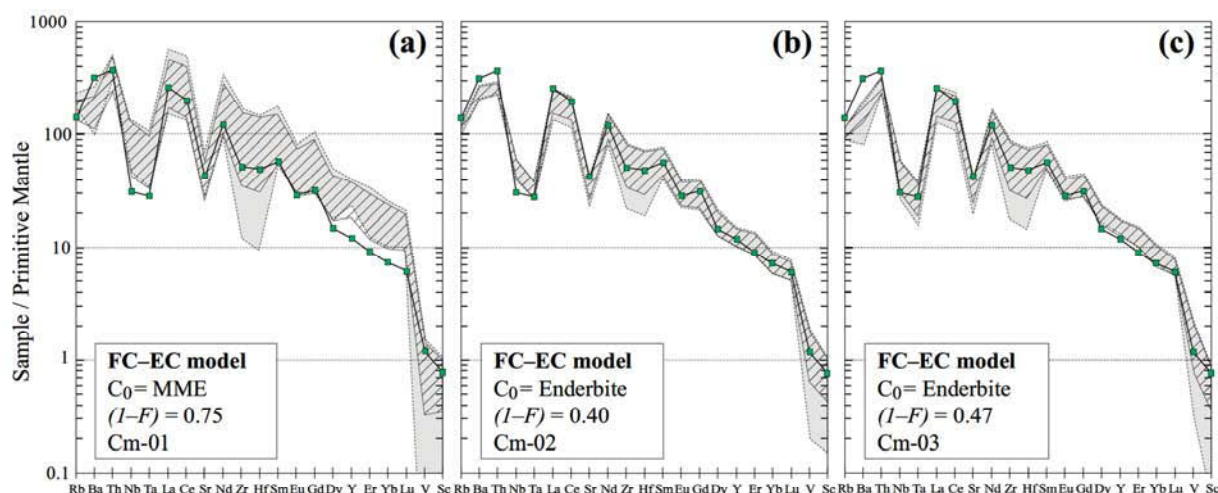


Fig. 6. Primitive mantle-normalized trace-element patterns for Monte-Carlo models of crystallization from mafic compositions (Step 1). The grey and hatched fields represent the compositional range of liquids calculated by fractional crystallization (FC) and equilibrium crystallization (EC), respectively. (a), (b) and (c) correspond to various initial compositions (C_0 ; see Table 1), crystallization rates ($1 - F$) and cumulate compositions (Cm-0X; see Table 5) are indicated in the caption. The bold pattern with green squares represents the expected final composition of the liquid, i.e. the calculated 'primary' granodiorite. See text for a detailed description. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 6

Summary of parameters used for modelling of the partial melting sequence (see Section 3.4 for details).

Source rock	Enderbite									MME								
Step	Step 1 ^a			Step 2 ^b			Step 3 ^c			Step 1 ^a			Step 2 ^b			Step 3 ^c		
F	0.15			0.144			0.1 ^d			0.12			0.216			0.1 ^d		
F_T	0.15			0.294			0.394			0.12			0.336			0.436		
	X_0	p_i		X_1	p_i	T_i	X_2	p_i	T_i	X_0	p_i		X_1	p_i	T_i	X_2	p_i	T_i
Allanite	0.05			0.05			0.05			0.05			0.05			0.05		
Amphibole	17			20		0.4	34.5	0.5		18			20.5		0.4	44.5	0.5	
Apatite	3			4			4.5			3			3.5			4.5		
Biotite	10			12	0.5		0			16			18	0.5		0		
Cpx	5			6			7		0.6	0			0			0		0.6
Ilmenite	2			2.5			2.9			3			3.5			4.5		
KFs	5	0.33		0			0			4	0.33		0			0		
Magnetite	3			3.5			4			4			4.5			5.7		
Opx	3			3.5			4		0.2	0			0			0		0.2
Plagioclase	47	0.33		48.5	0.5		43	0.5		48	0.33		50	0.5		40.8	0.5	
Quartz	5	0.33		0			0			4	0.33		0			0		
Zircon	0.08			0.08			0.08			0.08			0.08			0.08		

X_0 : initial modal composition (in %) of the source rock calculated by mass-balance between major-element compositions of whole-rock and mineral phases. X_1 , X_2 : modal compositions (in %) of residual solids at the onset of Steps 2 and 3, respectively. Mass fractions are re-calculated from values at the end of the prior step. p_i : relative proportions of phases contributing to the melt. T_i : relative proportions of phases produced by incongruent melting (the relative proportion of liquid produced is $1 - [\sum T_i]$). F : mass fraction of liquid at the end of the melting step with respect to the onset of the given step, calculated to account for exhaustion of one or several melt-producing phases. F_T is the total amount of melt with respect to the initial source rock.

^a Step 1: Equilibrium, non-modal melting of quartz, K-feldspar and plagioclase in eutectic proportions.

^b Step 2: Incongruent melting of biotite and plagioclase to produce amphibole and melt.

^c Step 3: Incongruent melting of amphibole and plagioclase to produce melt and pyroxenes.

^d An arbitrary value of $F=0.1$ was applied for the last melting step.

This modelling also shows that, except minor discrepancies for Rb, Ba and Th, leucogranite BUL-26 (rather than metapelite) is the contaminant that better matches the composition of the 'primary' granodiorite (Fig. 8). In particular, Sr, Nb, Ta and HREE concentrations are better reproduced. Concerning the second step, the liquids generated when assimilation of leucogranite is taken into account also well fit the composition of felsic granodiorites (Fig. 9). By contrast, the melt compositions computed using metapelite

assimilation are slightly too rich in HREE compared with analytical data. Importantly, contribution of assimilation is greater than for the first differentiation step, as values of the parameter R are significantly higher (0.5–0.75). Finally, as already observed for FC and EC models, the trace-element compositions of granodiorites BUL-16, BUL-22 and BUL-23 cannot be explained by E-FCA models, even when high assimilation rates ($R > 0.75$) are taken into account.

4.4. Model 4: partial melting of mafic rocks

In this section, derivation of the Bulai granodiorites by partial melting of mafic rocks, similar in composition either to MME or enderbites (Table 1) has been tested. Melting is a sequential process involving successive exhaustion of different mineral phases, therefore we inferred a melting sequence for high-K, amphibole- and biotite-bearing mafic rocks. Experimental results have shown that three successive melting steps can be distinguished. (1) There are no available data below 825 °C, but so close to the solidus, it is likely that melting produces a 'minimum melt' by consuming quartz, K-feldspar and plagioclase in eutectic proportions. (2) Experimental melting runs by Sisson et al. (2005) on starting composition AD19-93 (Table 3) showed that melt and amphibole proportions increase with temperature between 825 and 950 °C, whereas plagioclase and biotite contents decrease. This suggests that biotite and plagioclase melt incongruently to produce amphibole and melt, as already proposed by Helz (1976). (3) After exhaustion of biotite, the melting reaction is derived from experimental work on amphibole systems (e.g. Beard and Lofgren, 1991; Rapp and Watson, 1995). According to these studies, incongruent melting of plagioclase and amphibole occurs to produce melt as well as ortho- and clinopyroxene. Equilibrium melting at the first step was modelled with the equations of Shaw (1970), while formulation of Hertogen and Gijbels (1976) was used for incongruent melting at subsequent steps. The melting parameters (proportions of phases that contribute to the melt, or formed by peritectic reactions) were estimated for the second and third steps from experiments of Sisson et al. (2005) and Beard and Lofgren (1991), respectively. All parameters are detailed in Table 6. Similarly to crystallization models, a

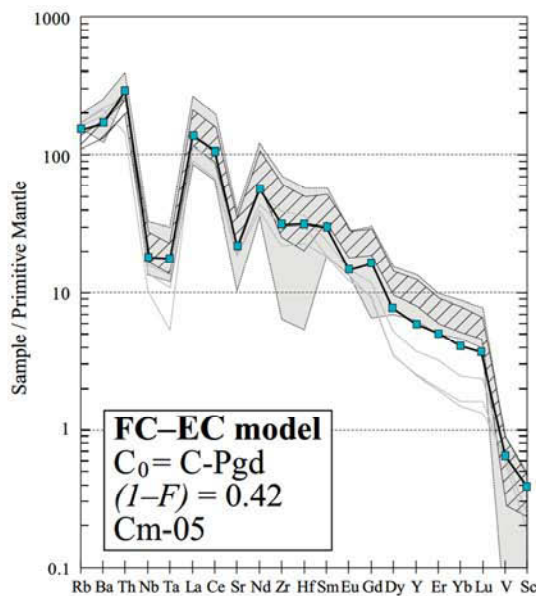


Fig. 7. Primitive mantle-normalized trace-element patterns for Monte-Carlo models of crystallization from the calculated 'primary' granodiorite (C-Pgd). Signification of fields and parameters in the caption are the same as Fig. 6. The bold pattern with blue squares is the expected final composition of the liquid represented by a felsic granodiorite (sample BUL-20 of Laurent et al., 2011). The light grey patterns represent the compositions of samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 that have a distinctive geochemical signature (see text for details). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

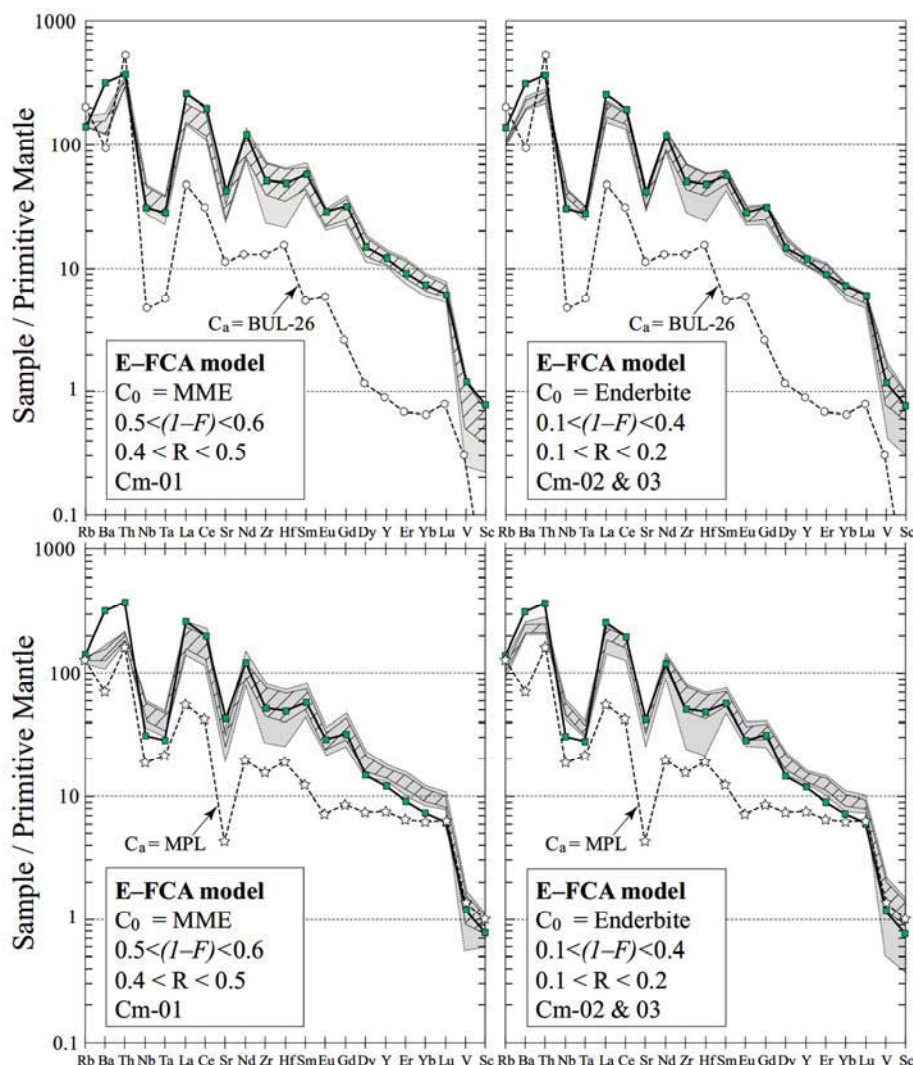


Fig. 8. Primitive mantle-normalized trace-element patterns for Monte-Carlo models of crystallization from mafic compositions (Step 1) coupled with assimilation. Signification of fields and parameters in the caption are the same as Fig. 6. R is the mass ratio between assimilated material and crystallized solid. The composition of the assimilated material is also represented (BUL-26, Bulai leucogranite; MPL, metapelites; see Table 1). The bold pattern with green squares represents the expected final composition of the liquid, i.e. the calculated 'primary' granodiorite. See text for a detailed description. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Monte-Carlo approach has been applied, with random selection of partition coefficients in appropriate ranges for each step (see Section 4.2 and Table 3). The same mineral compositions were used as for crystallization models (Table 4).

Modelling does not show conclusive results when considering MME as the source. The calculations generally predict HFSE (Nb-Ta, Y) and HREE (Gd-Yb) concentrations that are too high or global shapes of trace-element patterns that are not consistent with those of Bulai granodiorites (Fig. 10). By contrast, modelling with an enderbite source shows an excellent fit between calculated compositions and natural samples for the second melting step. The third melting step is actually not required: it results in less consistent trace-element patterns, notably for Rb, Ba and HREE (Fig. 10). Consequently, melting of mafic rocks similar to the Bulai enderbites, with a mass fraction of liquid comprised between 15 and 30% (calculated F at the onset and end of the second step; see Table 6) produces liquids with trace-element concentrations that closely match those of Bulai granodiorites. Finally, it must be noted that the compositions of low-(Nb, Ta, Y, HREE) samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 are not reproduced by any of the melting models.

4.5. Origin of low-(Nb, Ta, Y, HREE) granodiorites and leucogranite

The composition of samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 is accounted for by neither magma mixing between mafic and felsic liquids, nor E-FCA, nor partial melting. These three samples represent differentiated granodiorites (65.9–68.1 wt.% SiO_2) that have slightly different trace-element signatures than all other samples. In particular, they show more fractionated REE patterns, lower Nb-Ta and Y concentrations with conversely higher Sr/HFSE ratios and no negative Eu anomaly. Such geochemical characteristics, to some extent, resemble those of the Bulai leucogranites. As a result, we propose that they represent mixing between the latter and "classical" granodiorites. Fig. 11 provides further support for such a model. In selected trace-element diagrams, samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 plot along broad mixing curves between the average composition of Bulai leucogranites on the one hand, and the average composition of "classical" granodiorites on the other hand.

Concerning the leucogranites, they could derive either (1) from extreme fractionation of granodioritic liquids or (2) from

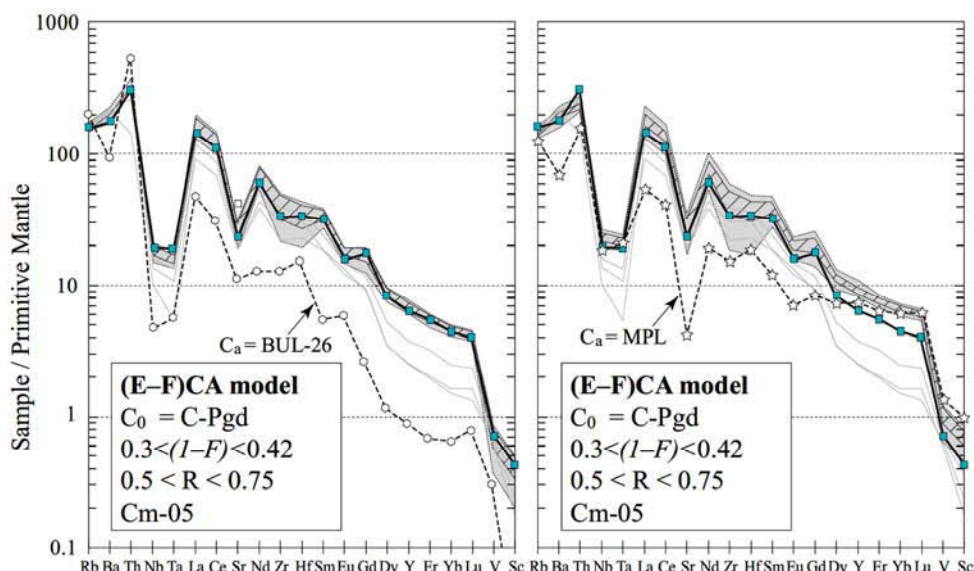


Fig. 9. Primitive mantle-normalized trace-element patterns for Monte-Carlo models of crystallization from the calculated 'primary' granodiorite (C-Pgd; Step 2) coupled with assimilation. Signification of fields and parameters in the caption are the same as Figs. 6 and 8. The composition of the assimilated material is also represented (same labels as Fig. 8). The bold pattern with blue squares is the expected final composition of the liquid represented by a felsic granodiorite (sample BUL-20 of Laurent et al., 2011). The light grey patterns represent the compositions of samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

low-degree melting of the mafic rocks. The first hypothesis can be ruled out: indeed, the trace-element patterns of leucogranites show no negative Sr anomaly and a slight, positive Eu anomaly (Fig. 4e). Such features are unlikely to characterize a melt that differentiated through plagioclase fractionation, which is typical for such I-type granitoids. By contrast, they are consistent with melting of plagioclase together with quartz and K-feldspar, as assumed at the onset of the melting model (see Section 4.4). Moreover, in this case, computed melts show trace-element concentrations close to that of leucogranites (Fig. 10, to be compared with trace-element patterns of leucogranites in Fig. 4e). As a result, we suggest that the latter generated through low-degree (<10%) partial melting of the Bulai enderbites.

5. Discussion

5.1. Discrimination between petrogenetic models

The modelling presented here does not highlight a single mechanism responsible for the origin of Bulai granodiorites. Indeed, from a geochemical point of view, the isotopic, major- and trace-element signatures of these rocks can be acquired either by magma mixing, fractional crystallization with or without assimilation, or by partial melting of mafic rocks (see Fig. 11 and Section 4). The aim of this section is to establish whether one of these hypotheses appears more robust and reliable than the others.

If magma mixing is retained as the main petrogenetic process responsible for the genesis of Bulai granodiorites, it would have been efficient enough to have given rise to significant volumes (approximately, several tens of km³) of relatively homogeneous, hybrid granodioritic magma. However, in the case of the Bulai pluton, both end-members contrast strongly in terms of chemical composition and by extension, viscosity (e.g. Poli et al., 1996; Sparks and Marshall, 1986). This limits their ability to mix at pluton scale (Barbarin, 2005; Jellinek and Kerr, 1999), and would rather produce mingling relationships (e.g. mafic enclaves) that are ubiquitous in the Bulai pluton. Consequently, these observations show

that magma mixing cannot be the unique process accounting for the genesis of the granodiorites.

All EC and FC models require relatively high degrees of crystallization (>40%) that would make physical extraction of the cumulate difficult: for >35% crystals, gravity-controlled processes such as cumulate settling are no longer efficient (Fernandez and Gasquet, 1994). Nevertheless, a combination of E-FC with assimilation seems to be a reliable alternative. Indeed, E-FCA models generally yield much better results than E-FC or mixing models, and assimilation leads to lower, and more realistic, calculated degree of crystallization. In the case of Bulai, we showed that the match between modelled and natural composition is better when assimilation of leucogranite is considered instead of metapelite. As granodiorites and leucogranites are coeval and comagmatic, we consider that Mixing plus Fractional Crystallization (MFC; cf. Christophides et al., 2007; Poli et al., 1996), rather than E-FCA, likely occurred. Such a process is indeed potentially more efficient than E-FCA. In the latter case, a fraction of the energy dissipated by the crystallizing magma (latent heat) is required to melt the solid contaminant, which is not the case for MFC processes (Thompson et al., 2002).

In addition, Christophides et al. (2007) highlighted that during the early stages of mafic-felsic magma interaction, strong thermal and viscosity contrasts between both liquids may inhibit significant mixing such that crystallization processes would prevail. However, as the mafic melt evolves toward more silicic compositions, the rheological contrast progressively decreases and mixing becomes more viable. Similar behaviour is noticed in our numerical simulations: the value of *R* (mass ratio between assimilated and crystallized materials) increases between Step 1 (0.1–0.5) and Step 2 (0.5–0.75). Subsequently, as MFC processes produce evolved granodioritic magmas (SiO₂ > 65 wt.%), mixing with granitic melt becomes increasingly efficient such that it could be the single mechanism that produced the more differentiated samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 (see Section 4.5 and Fig. 11).

On the other hand, modelling also showed that 15–30% partial melting of monzodioritic rocks similar to the Bulai enderbites could account for the geochemical characteristics of the

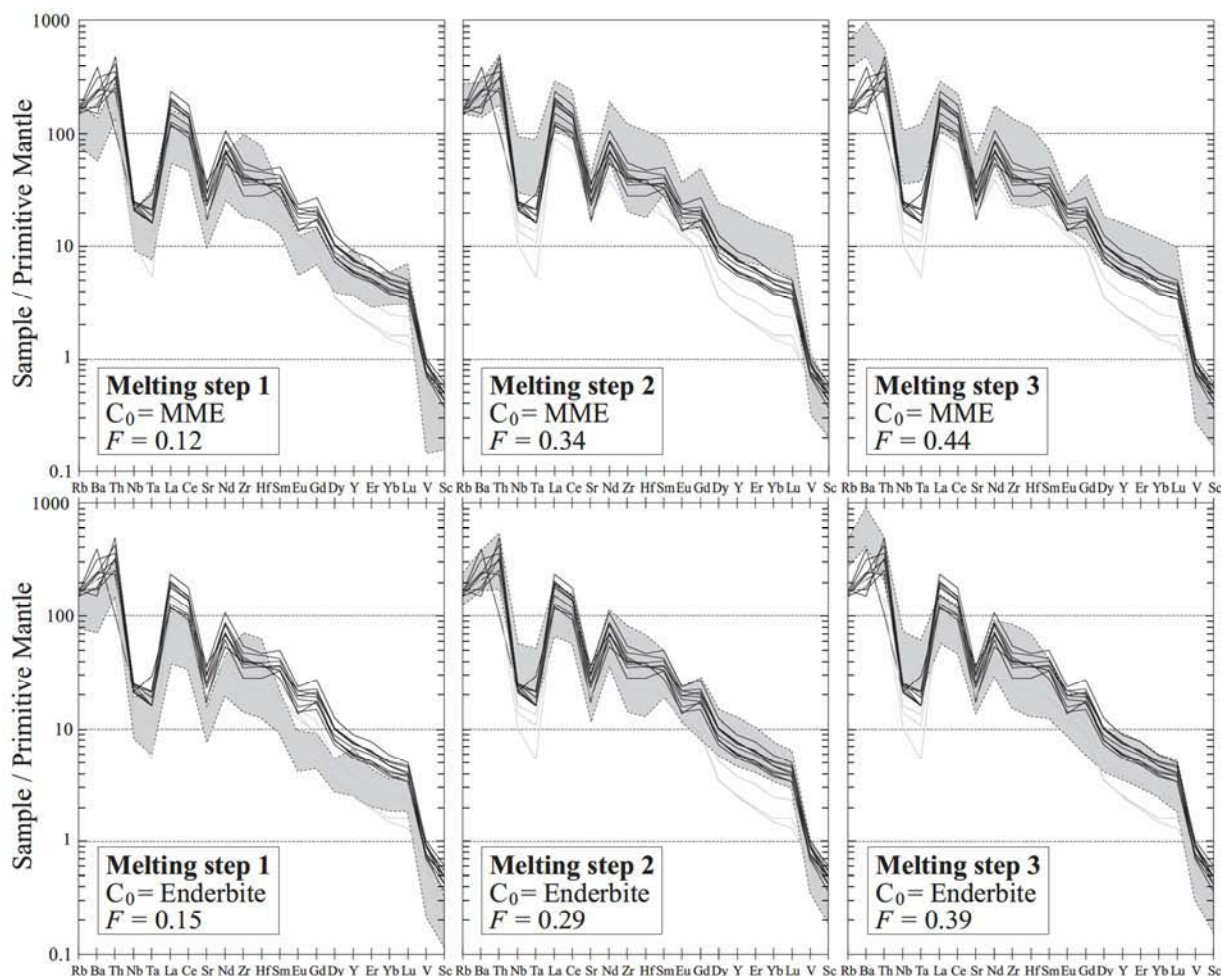


Fig. 10. Primitive mantle-normalized trace-element patterns for the Bulai granodiorites (black patterns) as well as Monte-Carlo models of partial melting following the melting sequence described in Section 4.4. Models were tested for source rocks represented by MME and enderbites (upper and lower part, respectively). The grey field represents the compositional range of computed liquids with the melting rate (F) indicated in the caption for the three successive melting steps (see Table 6 and text for explanation). The light grey patterns represent the compositions of samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23. Note that the best fit is obtained for the Step 2 of enderbite melting.

granodiorites. The experiments of Sisson et al. (2005) showed that the amount of liquid is strongly dependant on temperature and fO_2 conditions. The oxygen fugacity of the magma that crystallized to form the Bulai granodiorites was probably above the Ni–NiO (NNO) buffer as magnetite is the main Fe–Ti oxide (e.g. Naney, 1983). For $fO_2 = +3.5 \Delta NNO$, melting produces only 23% melt at 925 °C (Sisson et al., 2005). As a consequence, the genesis of the least evolved granodiorites ($F \sim 30\%$; see Section 4.4) by partial melting of mafic rocks would have required unrealistic temperatures (~ 1000 °C). Furthermore, stability of amphibole, a mineral that generally appears as an euhedral phase, indicates that the initial granodioritic melt contained up to 6 wt.% H_2O (Bogaerts et al., 2006; Costa et al., 2004; Naney, 1983). Typically, for temperatures above 900 °C, the H_2O content of a melt produced by dehydration melting of mafic rocks would not exceed 4 wt.% (Clemens and Watkins, 2001; Scaillet et al., 1998), thus precluding derivation of the least-evolved granodiorites by such a process.

Therefore, genesis of the least evolved granodiorites (<65 wt.% SiO_2) via melting of mafic rocks requires unrealistic T – fO_2 – H_2O melting conditions. Nevertheless, this process could have produced differentiated liquids ($SiO_2 > 65$ wt.%). In this case, the geochemical characteristics of the least evolved granodiorites could result from incomplete separation of the residual source material, a process that has already been invoked to account for geochemical

variability of S-type granitoids (Chappell et al., 1987; Stevens et al., 2007; Villaros et al., 2009) and could equally be applied to I-type ones.

We tested this model by calculating the major-element composition of virtual residual solids produced by partial melting of the Bulai mafic rocks that could be entrained by granitoid melt. Mineral compositions are similar as used in crystallization and melting models (Table 4), whereas modal proportions are derived from experiments by Sisson et al. (2005). In Harker diagrams, the granodiorite trend closely fits the mixing line between a “pristine” granitoid melt (similar to the most evolved granodiorites with $SiO_2 \sim 68$ wt.%) and the calculated residual solids (Fig. 12). The geochemical diversity of the Bulai granodiorites might therefore result from various proportions (0 to ~ 35 wt.%) of entrained material from the melting region. Such a process would also produce linear variations of trace elements as a function of SiO_2 , as it is observed for Bulai pluton (Laurent et al., 2011). In this case, entrainment of accessory phases from the source would be of key importance in generating linear variations in Th, LREE (allanite), MREE, Sr (apatite), HREE, Zr and Y (zircon). Finally, this hypothesis is supported by occurrence of mafic clusters in Bulai granodiorites, containing the same minerals as the expected residual solids (amphibole + biotite + plagioclase \pm Fe–Ti oxides, apatite, allanite, zircon). However, in the case of Bulai, even the most mafic

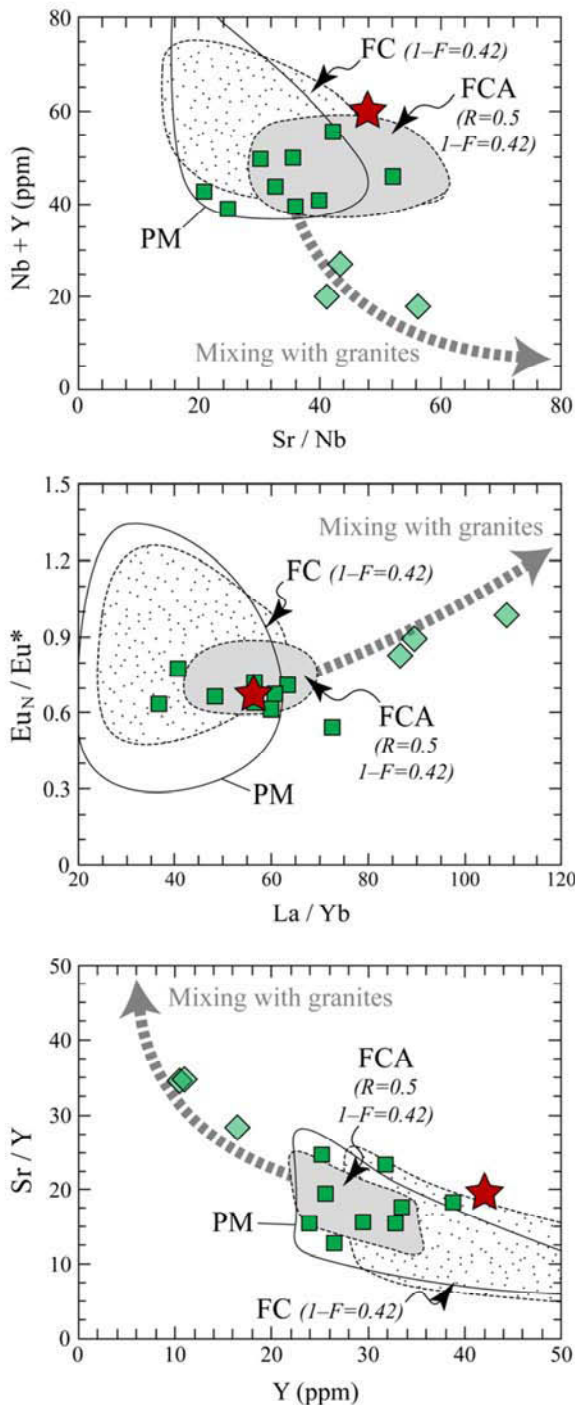


Fig. 11. Trace-element diagrams for the Bulai granodiorites and Monte-Carlo models of: (i) fractional crystallization (FC; dotted fields) for Step 2; (ii) fractional crystallization coupled with assimilation of leucogranite (FCA; grey fields) for Step 2 and (iii) partial melting of enderbite (PM), second melting step. Model envelopes are contoured for 95% of the data. The red star represents the compositions of calculated 'primary' granodiorite (see Table 1 and Section 5.2), the dark green squares the ones of the 'classical' Bulai granodiorites and the light green diamonds those of samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23. The grey dashed arrows represent mixing curves between average composition of granodiorites and average composition of leucogranites (not represented). $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

granodiorites do not contain as much as 35% of mafic clusters, questioning the validity of this model. As a result, it may not be fully relevant for the genesis of the Bulai granodiorites, but could account for the one of other sanukitoid suites.

To conclude, the genesis of Bulai granodiorites might result from two distinct scenarios:

- (1) Wet, mafic mantle-derived melts roughly similar in composition to the Bulai enderbites intruded in the crust. Their crystallization supplied fluids and latent heat that triggered low-degree melting of surrounding crustal rocks (either pre-existing mafic rocks or meta-sedimentary material) to produce leucogranite. This liquid subsequently mixed with the continuously crystallizing mafic melt to form the least evolved granodioritic magma (step 1 of Section 4.3). The magma then evolved in turn by MFC (step 2 of Section 4.3) and, as rheological contrast with leucogranitic melt decreased, magma mixing became increasingly efficient to give rise to the observed range of granodiorite compositions. This process is summarized in Fig. 13a.
- (2) Instead of evolving by MFC, the mafic magma would have crystallized at mid-crustal depths to form amphibole- and biotite-bearing high-K mafic rocks. Continuous injection of voluminous mafic liquids provided heat and fluids to induce 15–20% dehydration melting of these monzodiorites. The resulting granodioritic liquid (~67 wt.% SiO_2) was not extracted as a body of completely molten magma, but rather contained solid assemblages of residual character. Transfer and subsequent emplacement of magma batches, with various proportions of entrained crystals from the source, yielded the geochemical range of Bulai granodiorites. This model is summarized in Fig. 13b. Because the mafic clusters in Bulai granodiorites cannot be unequivocally interpreted as reflecting entrained material, this model is less constrained than the first one and, consequently, less likely.

Both scenarios are comparable to the model of a "Deep Crustal Hot Zone" (Annen et al., 2006) that implies differentiation of mafic material in the lower crust, triggered by continuous injection of wet mantle-derived melts. As a result, whatever the mechanism considered to explain the origin of Bulai granodiorites, it probably occurred at relatively high depth (20–30 km) in the crust. This accounts for the absence of cumulative material in the Bulai pluton as well as the subordinate amount of exposed mafic rocks with respect to the granitoids. In this perspective, granodiorite magmas were extracted to emplace as relatively homogeneous magma batches. This hypothesis is consistent with the idea that granitoid plutons likely represent incrementally emplaced, small magmatic bodies rather than large long-lived magma chambers (Glazner et al., 2004).

5.2. Implications for the differentiation of sanukitoid series

Former studies on the petrogenesis of "differentiated sanukitoids" generally highlighted a single process at the origin of these rocks: either FC (Stern and Hanson, 1991), or AFC (Stevenson et al., 1999) or binary magma mixing (Moyen et al., 2001). The present study points out that interplay of multiple processes, involving the crystallization of wet, mantle-derived magma and mixing with felsic melts in increasing amounts during differentiation, is the most appropriate petrogenetic mechanism for these rocks. Such a model is very similar to the one of Tatsumi (2008) that studied the differentiation of Phanerozoic high-Mg andesites, similar in composition to Archaean sanukitoid suites. He suggested that the most silicic lavas result from 'self-mixing' between the primary, mantle-derived mafic ones and their differentiation products.

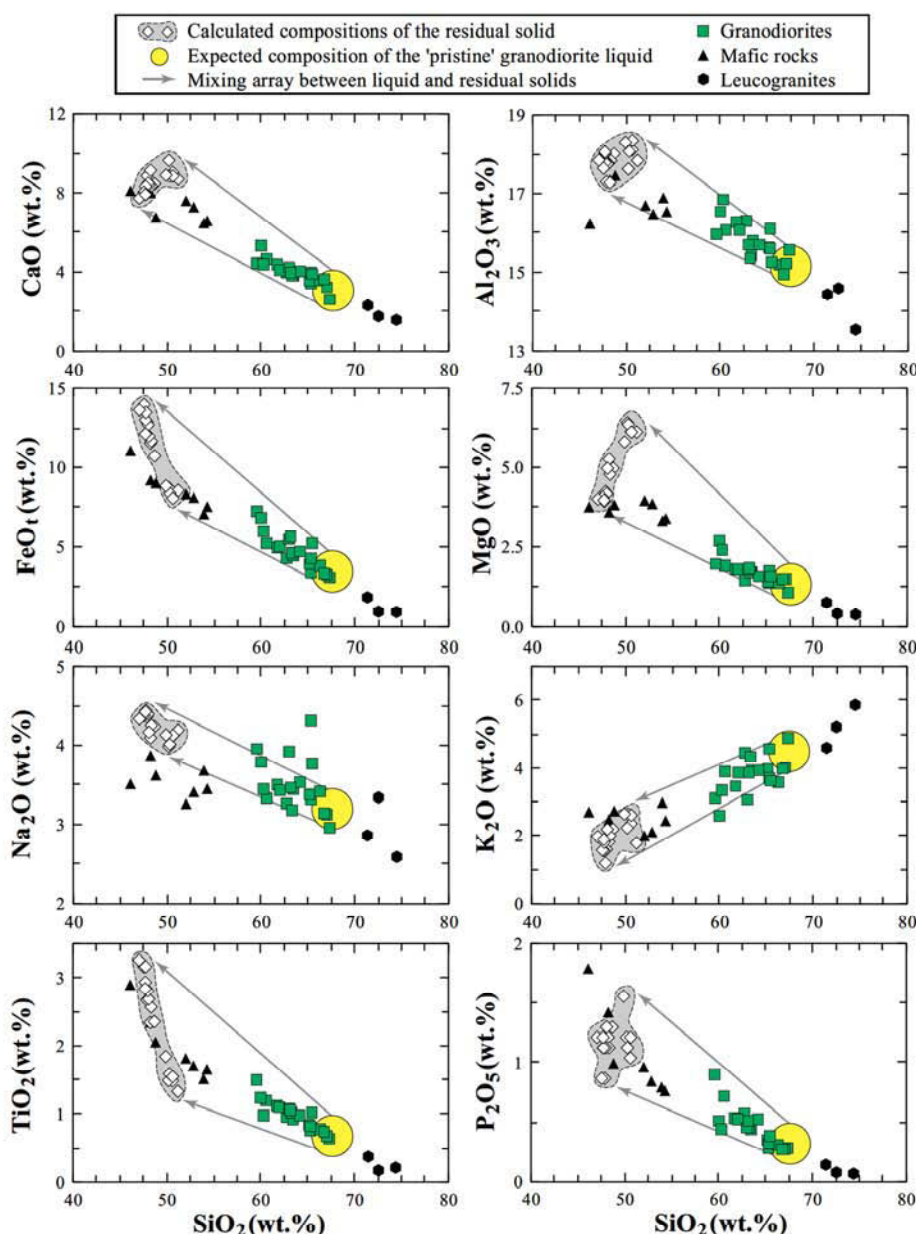


Fig. 12. Major-element compositions of the Bulai rocks plotted in Harker diagrams (major oxides vs. SiO_2). By contrast with Figs. 1 and 4, no distinction has been made between analyses of Holzer (1995) and Laurent et al. (2011). The compositions of the residual solids were calculated from modal compositions in experiments of Sisson et al. (2005) as well as mineral compositions measured in the Bulai samples (Table 4). The granodiorites plot along a well-defined trend included within the mixing field between a virtual 'pristine' liquid (yellow circle) and those residual solid compositions. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Dehydration partial melting of mafic rocks is an alternative process, but cannot account for the composition of the least evolved granodiorites ($<65\% \text{SiO}_2$) which genesis requires unrealistic melting conditions. By contrast, their chemical features would result from entrainment of residual solids within pristine, most evolved granodiorites ($>65\% \text{SiO}_2$). This is consistent with recent studies suggesting that the chemical variations of I-type granitoids, comparable in many aspects to the late-Archaeon "differentiated sanukitoids", could result from entrainment of peritectic phases (Clemens et al., 2011).

Both petrogenetic models for "differentiated sanukitoids" imply the presence of a wet mafic magma that evolves through differentiation controlled by plagioclase + (Ca-)amphibole + biotite-bearing

solids. All sanukitoid complexes bear this mafic end-member and share the same mineralogical assemblage as the Bulai suite. It is therefore plausible that most sanukitoid complexes evolved through the same mechanisms as proposed in this study. These models, involving "closed-system" processes, adequately explain the isotopic homogeneity generally observed throughout many sanukitoid suites. Correlatively, the succession of geological events that built these suites likely took place within a relatively short time range so that isotopic homogeneity was preserved. Consequently, mantle melting and subsequent evolution of the resulting mafic melt, either by MFC or partial melting, necessarily belong to the same geodynamic event and within a short time span (ca. $<100 \text{ Ma}$).

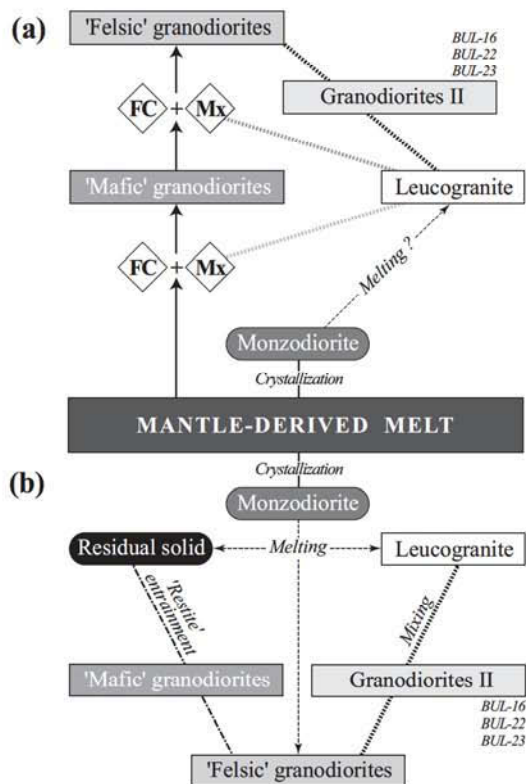


Fig. 13. Synthetic sketch of the models developed for the petrogenesis of the Bulai granitoids: (a) 'MFC' processes dominated by fractional crystallization (FC) and mixing (Mx); (b) processes dominated by dehydration melting of mafic rocks. Rectangles indicate liquid components, rounded rectangles are solid components. Thick dashed lines represent hybridization processes (i.e. mixing and mingling), the darker the line, the more efficient the hybridization. Thin dashed arrows represent dehydration melting. 'Mafic' and 'felsic' granodiorites correspond to liquids with $\text{SiO}_2 < 65 \text{ wt.}\%$ and $> 65 \text{ wt.}\%$, respectively. Granodiorites II correspond to samples BUL-16, BUL-22 and BUL-23 that probably result from 'pure' mixing between an average granodiorite composition and the leucogranitic melt (see Section 4.5 and Fig. 11 for details).

5.3. Implications for the growth and differentiation of the continental crust

The geochemical signature of I-type granitoids, including the sanukitoid series, is generally believed to reflect hybridization between mantle- and crust-derived components (e.g. [Barbarin, 1999](#); [Patiño-Douce, 1999](#)). Scenarios developed in this paper show that the genesis of silicic magmas ($\text{SiO}_2 > 60 \text{ wt.}\%$) of the sanukitoid series mainly rely on the differentiation of a mantle-derived mafic component and thus, does not necessary require the existence of pre-existing silica-rich continental crust. Consequently, this shows that the 'hybrid' signature of these granitoids is inherited from the primary, mafic end-member itself, as already suggested by [Clemens et al. \(2009\)](#). This argues for a hybridization event that took place in mantle levels, consistently with the petrogenetic models developed for mafic members of the series involving interactions between felsic melts and mantle peridotite ([Heilimo et al., 2010](#); [Laurent et al., 2011](#); [Martin et al., 2005, 2010](#); [Rapp et al., 1999, 2010](#); [Shirey and Hanson, 1984](#); [Smithies and Champion, 2000](#)).

Such conclusions imply that most sanukitoid complexes can be regarded as significant juvenile additions to the crust. The contribution to crustal growth is particularly obvious considering that a large peak of juvenile magmatism occurred at ~ 2.7 Ga (Condie, 1998; Condie and Aster, 2010), i.e. the average age of emplacement of sanukitoid series worldwide. On the other hand, it is noteworthy that “differentiated sanukitoids” share unequivocal

affinities with some post-Archaean, metaluminous I-type granitoids, in particular the late-orogenic high-K calc-alkaline suites. This is particularly obvious in terms of major-element geochemistry (Figs. 1b and 4a–d), but also in terms of petrographic features. Therefore, the genetic model developed in this paper for “differentiated sanukitoids” might be extended to some high-K calc-alkaline batholiths. Such a conclusion is supported by the development of similar models for these rocks, involving differentiation (crystallization or melting) of an initial mantle-derived component together with interactions with felsic melts (e.g. Christophides et al., 2007; Clemens et al., 2009; Janoušek et al., 2000; Karsli et al., 2007; Roberts et al., 2000). As a result, high-K calc-alkaline magmatism, in general, might have significantly contributed to crustal growth since the end of Archaean.

In addition, the petrogenetic model developed for felsic rocks of the sanukitoid series can be extrapolated, not only to the growth, but also to the differentiation of the continental crust. Indeed, the compositional range of Bulai “differentiated sanukitoids” closely matches that of the estimated *upper crust* (e.g. Fig. 1b for SiO₂ and K₂O). Furthermore, Kelemen (1995) noticed that the *bulk crust* is similar in composition to high-Mg andesites (HMA), or low-silica adakites (LSA) that are considered to be the modern counterparts of Archaean, “mafic” sanukitoids s.s. (Martin et al., 2005). The parallel between bulk and upper crust in the one hand, and the sanukitoid series on the other hand, shows that both systems might have experienced similar differentiation processes.

From this perspective, the global intermediate (i.e. andesitic) composition of the crust is inherited from its primary, mantle-derived component of sanukitoid-like composition (Kelemen, 1995; Tatsumi, 2008). The subsequent differentiation of the mantle-derived component gives rise to a stratified crust: the segregated liquids emplaced in its upper part while the fractionated solids remain at depth. As shown in our models, the latter are always dominated by plagioclase and amphibole, representing gabbroic lithologies which *P*-wave velocities ($6.5\text{--}7.0\text{ km s}^{-1}$) would match the velocities measured in the lower crust (e.g. Rudnick and Fountain, 1995). Additionally, the Bulai granodiorites are enriched in very incompatible elements (Rb, Ba, Th, U, K) with respect to the parental melts. This also accounts for the chemical stratification of the crust, as these elements are enriched in the upper part compared with deeper levels (Rudnick and Fountain, 1995; Rudnick and Gao, 2003).

Obviously, the continental crust did not acquire its present-day structure during a single and global differentiation event, and it rather represents the integration of a long-lasting process. Based on the previous assumption that the late-Archaean sanukitoid series and post-Archaean high-K calc-alkaline series share similar differentiation processes, then the genesis and evolution of the continental crust towards a differentiated structure likely occurred continuously since the end of the Archaean. As a result, high-K calc-alkaline magmatism, in general, accounts for both growth and differentiation of the continental crust since the end of the Archaean. In terms of petrogenetic mechanisms, it is not that different compared with Archaean times during which melting of hydrous, amphibole-bearing metabasalts produced the silicic rocks (generally >60 wt.% SiO_2) of the TTG series (e.g. Barker and Arth, 1976; Condie, 1981; Martin, 1986, 1993; Martin et al., 2005; Moyen, 2011; Rapp et al., 1991; Smithies, 2000). However, during the Archaean, this mafic component was purely mantle-derived, while in the case of sanukitoids and post-Archaean, high-K calc-alkaline suites, it derives from an enriched mantle source and thus, is hybrid between mantle and crust compositions. From this point of view, the global changes at the Archaean-Proterozoic transition, marked by the emplacement of the first high-K calc-alkaline rocks (i.e. sanukitoid series), reflect *inter alia* the onset of recycling of continental material within the mantle (Laurent et al., 2011).

6. Summary and conclusions

The results and interpretations of our geochemical modelling of the Bulai pluton highlight the following conclusions:

- (1) From a strict geochemical point of view, modelling is not an effective petrogenetic discriminator because it shows that the compositions of Bulai granodiorites could result either from magma mixing, or FCA processes or from partial melting of mafic rocks. This highlights the importance of constraining results of geochemical modelling with other geological evidence.
- (2) The Bulai granodiorites formed either by Mixing plus Fractional Crystallization (MFC) of an initial, hydrous mantle-derived melt or, less likely, by dehydration melting of mafic rocks compositionally similar to the latter and subsequent entrainment of residual material. Silicic melts involved in MFC processes are similar in composition to the Bulai leucogranites. Both petrogenetic processes would have taken place at relatively high depth in the crust, followed by upward transfer and emplacement of granodioritic melts at shallower levels.
- (3) These models are relevant for the origin of late-Archaean granitoids of the sanukitoid series, as well as some post-Archaean and generally late-orogenic high-K calc-alkaline complexes that share geochemical and petrographic features with the Bulai pluton.
- (4) The petrogenetic models always imply the differentiation of a juvenile mantle-derived component and give rise to granitoid liquids that match the composition of the present-day upper continental crust. So, in relation with the previous conclusion, this shows that protracted high-K calc-alkaline magmatism since the Archaean-Proterozoic transition significantly contributed to crustal growth and differentiation.

Acknowledgements

This project is funded by a NRF/CNRS Scientific Cooperation program PICS number 4828 and by international CNRS !Khure program co-operated between France and South Africa. We are indebted to R.H. Smithies and an anonymous reviewer for their detailed and critical comments that significantly improved the original manuscript. Many colleagues are thanked for fruitful discussion throughout the development of the ideas presented in this paper, especially J.D. Clemens, E. Słaby, V. Janoušek and A. Villarros. Modelling was performed using MatLab® software version 7.0 (R14), and Y. Guéhenneux is greatly acknowledged for his support during computing. We also wish to thank J.L. Devidal for his analytical skills and assistance during microprobe sessions.

References

Annen, J., Blundy, J.D., Sparks, S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47 (3), 505–539.

Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.

Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80 (1–4), 155–177.

Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology* 4 (10), 596–600.

Barton, J.M., Holzer, L., Kamber, B., Doig, R., Kramers, J.D., Nyfeler, D., 1994. Discrete metamorphic events in the Limpopo Belt, southern Africa: implications for the application of *P-T* paths in complex metamorphic terrains. *Geology* 22, 1035–1038.

Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar. *Journal of Petrology* 32 (2), 365–401.

Bogaerts, M., Scaillet, B., Vander Auwera, J., 2006. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology* 47 (12), 2405–2431.

Boryta, M., Condie, K.C., 1990. Geochemistry and origin of the Archaean Beit Bridge complex, Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society* 147, 229–239.

Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28 (6), 1111–1138.

Chen, B., Jahn, B., 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 691–703.

Christophides, G., Perugini, D., Koroneos, A., Soldatos, T., Poli, G., Eleftheriadis, G., Del Moro, A., Neiva, A.M., 2007. Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: an example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). *Lithos* 95, 243–266.

Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F., Flinders, J., 2009. Sources of post-orogenic calc-alkaline magmas: the Arrochar and Garabal Hill–Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos* 112, 524–542.

Clemens, J.D., Stevens, G., Farina, F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites and the clinopyroxene–ilmenite connexion. *Lithos* 126, 174–181.

Clemens, J.D., Watkins, J.M., 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 600–606.

Condle, K.C., 1981. Archaean greenstone belts. In: Windley, B.F. (Ed.), *Developments in Precambrian Geology* 3, 434.

Condle, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23 (1–2), 1–18.

Condle, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Butterworth-Heinemann, Oxford, UK.

Condle, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163, 97–108.

Condle, K.C., Aster, R.C., 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research* 180, 227–236.

Costa, F., Scaillet, B., Pichavant, M., 2004. Petrological and experimental constraints on the pre-eruptive conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology* 45, 855–881.

Cribb, J.W., Barton, M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37, 293–307.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189–202.

Fernandez, A., Gasquet, D., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 316–326.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, D.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, Z.T., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4–11.

Harris, N.B.W., Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P., McDermott, F., 1987. Evolution of continental crust in southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 83, 85–93.

Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.

Helz, R., 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb. Part 2. Melt compositions. *Journal of Petrology* 17, 139–193.

Hertogen, J., Gijbels, R., 1976. Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 313–322.

Holzer, L., 1995. The magmatic petrology of the Bulai Pluton and the tectonometamorphic overprint at 2.0 Ga in the Central Zone of the Limpopo Belt (Messina-Beitbridge area, Southern Africa). Unpublished M.Sc. Thesis. Université de Berne.

Holzer, L., Frei, R., Barton, J.M., Kramers, J.D., 1998. Unraveling the record of successive high-grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precambrian Research* 87, 87–115.

Janoušek, V., Braithwaite, C.J.R., Bowes, D.R., Gerdes, A., 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* 78, 67–99.

Janoušek, V., Bowes, D.R., Rogers, G., Farrow, C.M., Jelínek, E., 2000. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *Journal of Petrology* 41, 511–543.

Jelínek, A.M., Kerr, R.C., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection. 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiite lava flows. *Journal of Geophysical Research* 104 B4, 7203–7218.

Karsli, O., Chen, B., Aydin, F., Şen, C., 2007. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıçekir Plutons Eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98, 67–96.

Kelemen, P.B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 1–19.

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., 2003. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 349–410.

- Kröner, A., Jaeckel, P., Brandl, G., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 1999. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt Southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research* 93, 299–337.
- Laurent, O., Martin, H., Doucelance, R., Moya, J.F., Paquette, J.L., 2011. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt South Africa: implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary. *Lithos* 123 (1–4), 73–91.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I., Jarvis, K.E., 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107–128.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120 (3–4), 223–253.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos* 30, 373–388.
- Martin, H., 1999. Adakite magmas: modern analogs of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411–429.
- Martin, H., Moya, J.F., Rapp, R.P., 2010. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science. Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100 (1–2), 15–33.
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R.P., Moya, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79 (1–2), 1–24.
- Millonig, L., Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., 2008. Neoarchaean high-grade metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa): combined petrological and geochronological evidence from the Bulai pluton. *Lithos* 103 (3–4), 333–351.
- Moya, J.F., Martin, H., Jayananda, M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research* 112, 87–105.
- Moya, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos* 123, 21–36.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* 283, 993–1033.
- Patiño-Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *Geological Society, London* 168, 55–75 (Special Publications).
- Pecceirillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1), 63–81.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau* 76, 51–79.
- Poli, G., Tommasini, S., 1999. Geochemical modelling of acid–basic magma interaction in the Sardinia–Corsica Batholith: the case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos* 46, 552–571.
- Poli, G., Tommasini, S., Halliday, A.N., 1996. Trace elements and isotopic exchange during acid–basic magma interaction processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, 225–232.
- Rapp, R.P., Norman, M.D., Laporte, D., Yaxley, G.M., Martin, H., Foley, S.F., 2010. Continent formation in the Archaean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt–rock reaction experiments at 3–4 GPa and petrogenesis of Archaean Mg-diorites (Sanukitoids). *Journal of Petrology* 51 (6), 1237–1266.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology* 36 (4), 891–931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1–25.
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21, 825–828.
- Roberts, M.P., Pin, C., Clemens, J.D., Paquette, J.L., 2000. Petrogenesis of mafic to felsic plutonic rocks associations: the calc-alkaline Quiriquit Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology* 41, 809–844.
- Roering, C., Van Reenen, D.D., Smit, C.A., Barton, J.M., De Beer, J.H., De Wit, M.J., Stettler, E.H., Van Schalkwyk, J.F., Stevens, G., Pretorius, S., 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55, 539–552.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33 (3), 267–309.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64.
- Scailliet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas. 1. Volcanic–plutonic association. *Journal of Geophysical Research* 103, 27257–27266.
- Schmidt, M.W., Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1–4), 361–379.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits*. Wiley, New York, p. 444.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237–243.
- Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, 222–224.
- Sisson, T., Ratajeski, K., Hankins, W., Glazner, A., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 635–661.
- Slaby, E., Martin, H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* 49 (2), 353–391.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters* 182, 115–125.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Sun, S.S., 2004. Evidence for Early LREE-enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology* 45 (8), 1515–1537.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: links to Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology* 41 (12), 1653–1671.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 99–124.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived LILE-enriched Archaean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Science* 26, 1688–1712.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., 1991. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth enriched monzodiorites of mantle origin. *Journal of Petrology* 32, 201–238.
- Stevens, G., Villaros, A., Moya, J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35 (1), 9–12.
- Stevenson, R., Henry, P., Gariépy, C., 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96, 83–99.
- Stormer, J.C., Nicholls, J., 1978. XLFrac: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4 (2), 143–159.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 94, 4697–4707.
- Tatsumi, Y., 2008. Making continental crust: the sanukitoid connection. *Chinese Science Bulletin* 53 (11), 1620–1633.
- Taylor, S.R., 1987. Geochemical and petrological significance of the Archaean–Proterozoic boundary. In: Pharaoh, T.C., Beckinsale, R.D., Rickard, D. (Eds.), *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. Geological Society Special Publication No. 33, pp. 3–8.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33 (2), 241–265.
- Thompson, A.B., Matile, L., Ulmer, P., 2002. Some thermal constraints on crustal assimilation during fractionation of hydrous, mantle-derived magmas with examples from central alpine batholiths. *Journal of Petrology* 43 (3), 403–422.
- Van Reenen, D.D., Boshoff, R., Smit, C.A., Perchuk, L.L., Kramers, J.D., McCourt, S., Armstrong, R.A., 2008. Geochronological problems related to polymetamorphism in the Limpopo Complex, South Africa. *Gondwana Research* 14, 644–662.
- Villaros, A., Stevens, G., Moya, J.F., Buick, I., 2009. The trace-element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158 (4), 543–561.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemd, R., Barton, J.M., 2007. Archaean to proterozoic crustal evolution in the central zone of the Limpopo belt (South Africa–Botswana): constraints from combined U–Pb and Lu–Hf isotope analyses of zircon. *Journal of Petrology* 48, 1605–1639.
- Zeh, A., Gerdes, A., Barton, J.M., 2009. Archaean accretion and crustal evolution of the Kalahari Craton–the zircon age and Hf isotope record of granitic rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown arc. *Journal of Petrology* 50 (5), 933–966.
- Zhang, X., Mao, Q., Zhang, H., Zhai, M., Yang, Y., Hu, Z., 2011. Mafic and felsic magma interaction during the construction of high-K calc-alkaline plutons within a metacratonic passive margin: the Early Permian Guyang batholith from the northern North China Craton. *Lithos* 125 (1–2), 569–591.

4.4. Synthèse

- (1) La suite sanukitoïde est constituée d'une **large gamme de roches plutoniques** allant des monzodiorites jusqu'à des granites.
- (2) L'évolution, au sein de cette suite, est assurée par la **différenciation d'un composant mafique** (monzodioritique), soit par cristallisation couplée à du mélange avec un liquide granitique, soit par fusion partielle.
- (3) L'origine du pôle mafique de la suite résulte de processus d'**hybridation entre le manteau et un composant riche en éléments incompatibles**.
- (4) Les variations de premier ordre au sein du groupe des sanukitoïdes, et notamment la distinction entre *low-* et *high-Ti sanukitoids*, sont liées à **deux mécanismes d'hybridation** différents :
 - En **un seul stade** pour les *low-Ti sanukitoids* (assimilation d'olivine par le liquide métasomatique, et cristallisation d'un assemblage à pyroxènes et grenat), correspondant à un rapport massique entre le liquide et le manteau supérieur à 1 ;
 - En **deux stades** pour les *high-Ti sanukitoids* : (1) consommation de l'agent métasomatique au cours des interactions, donnant naissance à un assemblage hybride de lherzolite à amphibole et phlogopite, et (2) fusion partielle de ces minéraux hydratés. Ce cas de figure correspond à un rapport massique entre l'agent métasomatique et le manteau inférieur à 1.
- (5) Les variations de second ordre sont liées à des différences dans la **nature de l'agent métasomatique**. Celui-ci est la plupart du temps un **liquide silicaté**, mais il peut s'agir d'un **fluide aqueux**, provenant respectivement de la fusion ou de la déshydratation de **métabasaltés** et de **métasédiments**, introduits dans le manteau par des **processus de subduction**.
- (6) L'occurrence des sanukitoïdes, à la fin de l'Archéen, semble marquer le **refroidissement de la lithosphère océanique**, lui-même lié au refroidissement planétaire global, et le **recyclage de matériel crustal dans le manteau**.
- (7) La genèse des termes différenciés ($\text{SiO}_2 > 60$ pds.%) de la suite sanukitoïde ne nécessite pas de contribution majeure de croûte pré-existante. De plus, ces roches sont similaires à des granitoïdes calco-alcalins potassiques mis en place à la fin des épisodes de

collision continentale post-archéens. En ce sens, la mise en place de magmas calco-alcalins potassiques, dont les sanukitoïdes, a **contribué à la genèse et à la différenciation de la croûte continentale** depuis la fin de l'Archéen.

Chapitre 5

Pétrogenèse des sanukitoïdes « marginaux » : les plutons du groupe de Matok

De nombreux granitoïdes tardi-archéens présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques communes avec les sanukitoïdes. Toutefois, ils montrent aussi quelques différences, qui, bien que mineures, sont suffisantes pour que ces matériaux ne répondent pas strictement à la définition de la suite sanukitoïde (voir la discussion dans la Section 2.3.2). Leur origine, leur lien génétique avec celle-ci ainsi que leur signification globale quant aux changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque sont assez mal contraints, en conséquence, le but de ce chapitre est d'apporter un éclairage sur ces différents points.

Dans le craton du Kaapvaal, le magmatisme tardi-archéen est particulièrement bien représenté à la suture avec la ceinture du Limpopo, au niveau du bloc de Pietersburg. En effet, des volumes importants de granitoïdes s'y sont mis en place entre 2800 et 2650 Ma (voir Section 3.3) : certains sont des granites à biotite dérivant vraisemblablement de la fusion des TTG plus anciennes (voir Chapitre 6), mais d'autres présentent une géochimie un peu plus énigmatique. Il s'agit des plutons du groupe de Matok (représenté par le complexe de Matok en lui-même ainsi que les massifs de Mashashane, Matlala et Moletsi), qui font l'objet du présent chapitre.

La géologie, la minéralogie et les caractéristiques géochimiques de ces granitoïdes les apparentent à la fois aux sanukitoïdes et aux granites de type A mis en place dans de nombreuses provinces à travers le monde au cours du Protérozoïque. Tout comme les sanukitoïdes, ils sont constitués d'une large gamme de roches plutoniques, allant des diorites jusqu'aux granites. Les origines de chacun de ces deux « pôles » de la suite magmatique font l'objet de deux manuscrits en préparation (Sections 5.2 et 5.3), dédiés respectivement au pluton de Matok, où les roches intermédiaires à mafiques sont très communes, et aux plutons de Mashashane, Matlala et Moletsi, qui sont essentiellement constitués de monzogranites. La première partie de ce chapitre (Section 5.1) vise à décrire ces objets dans le détail.

5.1. Caractérisation géologique des plutons du groupe de Matok

5.1.1. Présentation générale

Les quatre intrusions de granitoïdes qui constituent le groupe de Matok forment des plutons bien circonscrits, de taille assez homogène, de l'ordre de 100 à 200 km². Ils sont intrusifs de part et d'autre de la suture séparant le craton du Kaapvaal de la Ceinture du Limpopo (Figures 5.1 et 5.2). Le pluton de Matok s'est mis en place dans les gneiss granulitiques de la Zone Marginale Sud, juste au Nord du cisaillement de Hout River, alors que les trois autres (Mashashane, Matlala et Moletsi) sont intrusifs dans les gneiss granitoïdes de composition TTG (suite de Goudplaats–Hout River) qui constituent la majorité de la surface du bloc de Pietersburg.

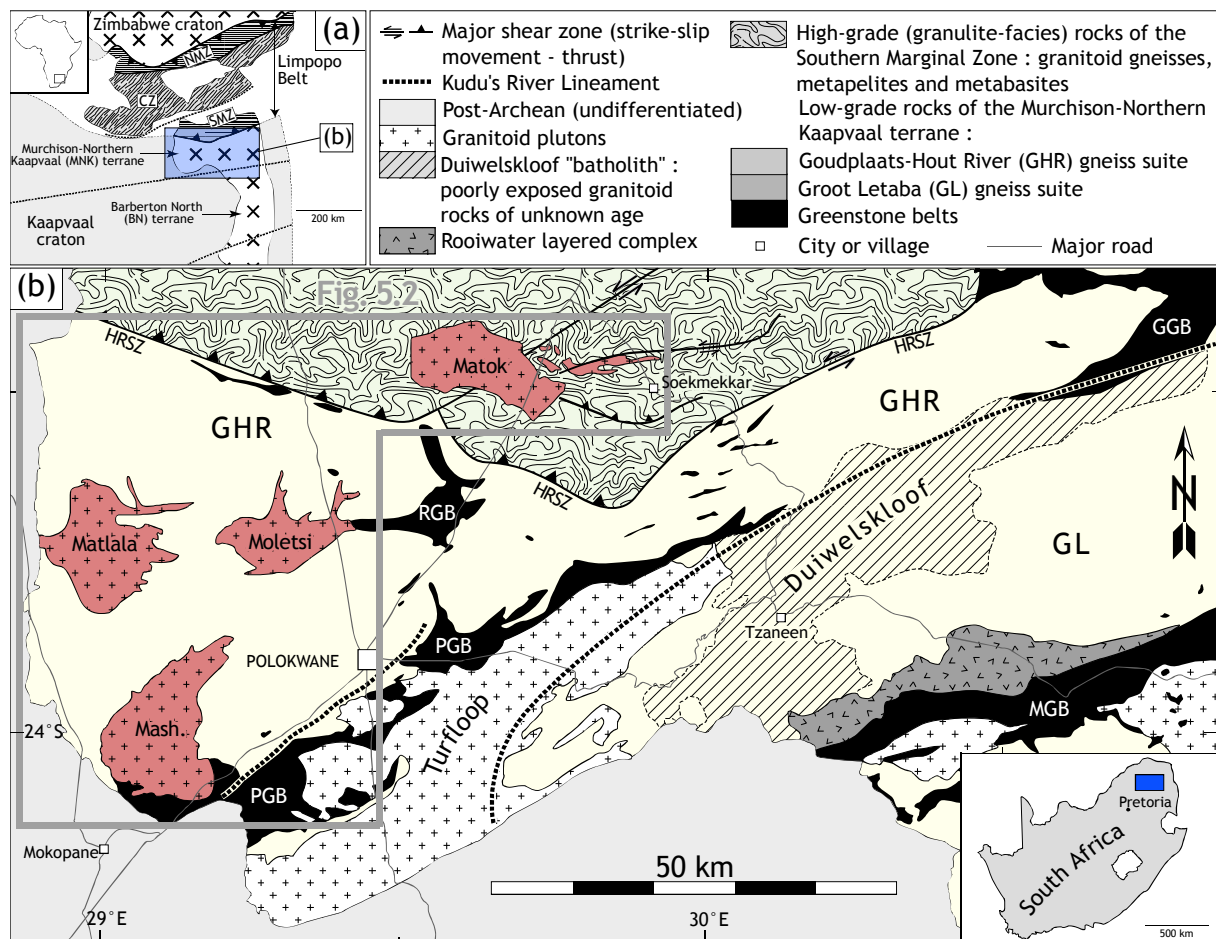


FIGURE 5.1 : Carte géologique simplifiée du bloc de Pietersburg mettant en évidence la position des plutons du groupe de Matok (en rouge). Le cadre en gris représente la zone couverte par la Figure 5.2.

Par rapport aux gneiss encaissants qui affleurent extrêmement mal et forment l'essentiel de la topographie plane qui caractérise la région de Polokwane, ces granitoïdes sont assez bien exposés et donc, facilement échantillonnables. Les plutons de Mashashane et de Matlala constituent ainsi des reliefs montagneux qui s'élèvent localement à plus de 500 mètres au-dessus du plateau environnant. Les plutons de Matok et Moletsi, quant à eux, affleurent surtout au niveau d'inselbergs de petite taille (une centaine de mètres, tout au plus) mais assez nombreux, qui ponctuent la topographie plane de pointements très caractéristiques.

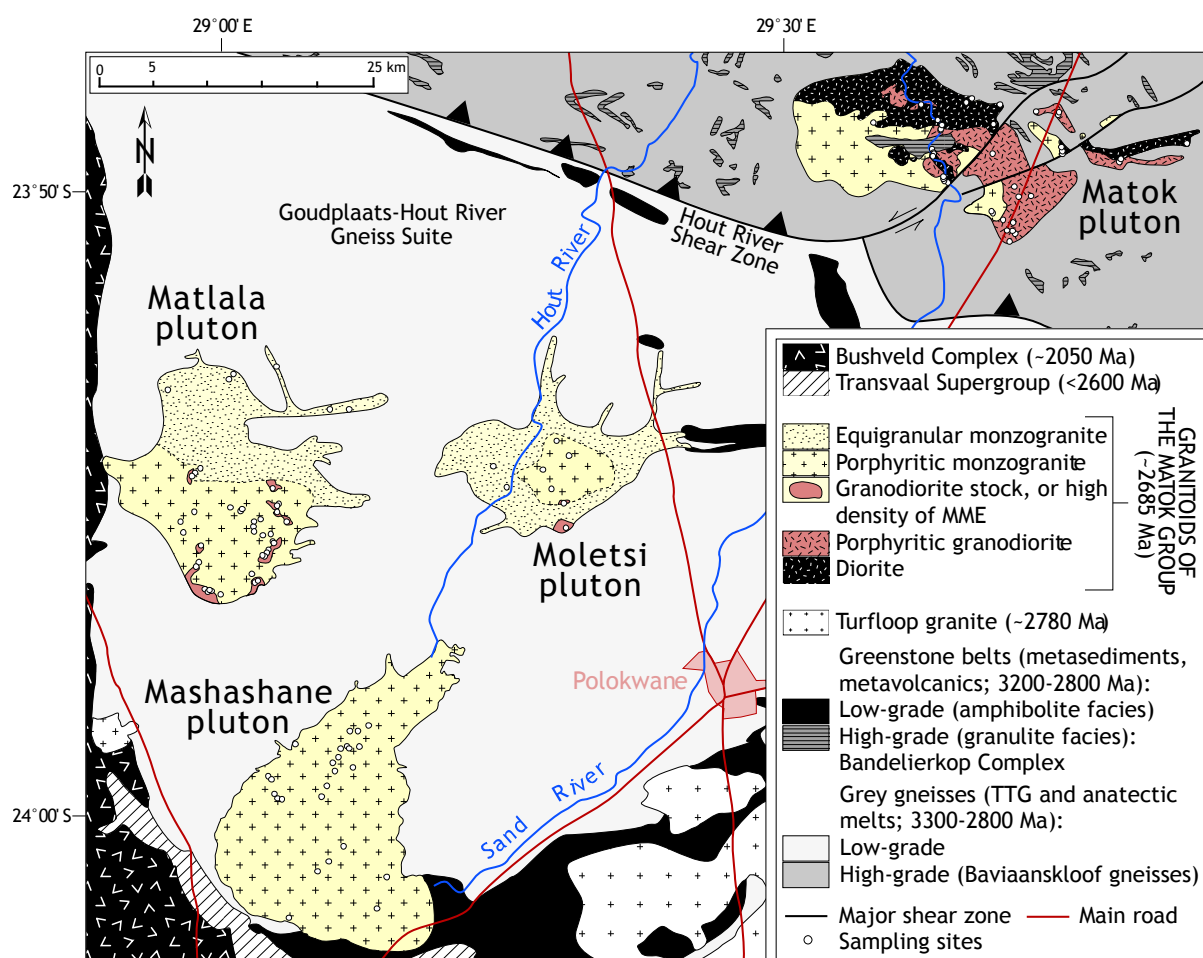


FIGURE 5.2 : Carte géologique des plutons du groupe de Matok (d'après la carte géologique d'Afrique du Sud au 1:250000°, feuille Pietersburg ; Brandl, 1986).

D'autre part, tous les plutons du groupe de Matok se sont mis en place quasiment simultanément : les 10 échantillons ayant fait l'objet d'une datation absolue au cours de l'étude présentée dans la Section 3.3 possèdent ainsi des âges identiques au regard des incertitudes analytiques, et globalement compris entre 2680 et 2690 Ma. Ces données

indiquent que ce magmatisme est globalement contemporain du métamorphisme qui caractérise la Zone Marginale Sud, si l'âge de 2691 ± 7 Ma obtenu par Kreissig *et al.* (2001) représente bien celui du pic en faciès granulites (voir la discussion dans la Section 3.3).

Les descriptions présentées dans les trois sous-sections suivantes sont basées d'une part sur des travaux antérieurs, notamment la notice de la carte géologique au 1:250000^e de la région de Polokwane (Brandl, 1986), les mémoires de Bohlender (1991), Rapopo (2010) et Pauzat (2011) en ce qui concerne les plutons de Matok et Matlala, ainsi que la synthèse de Robb *et al.* (2006). Les références ne sont pas rappelées systématiquement. D'autre part, ces données sont complétées par nos observations de terrain effectuées lors de deux campagnes d'échantillonnage, en avril 2009 et en août 2010.

5.1.2. Lithologies et structures

Les plutons du groupe de Matok sont constitués d'une large gamme de roches plutoniques calco-alcalines (Figure 5.2), c'est-à-dire, où les feldspaths plagioclase et potassique coexistent en proportions relatives variables d'un faciès à l'autre. Sur le terrain, chacun des trois plutons présente ses spécificités, et de ce fait, sera présenté séparément dans la description suivante.

Le pluton de Matok s.s.

Le pluton de Matok est un complexe magmatique composite, d'aspect très hétérogène sur le terrain : les levés cartographiques de Bohlender (1991) ont ainsi mis en évidence pas moins de 12 phases magmatiques différentes. Cependant, sur la base des travaux de terrain et des synthèses publiées dans la littérature, ces différentes phases peuvent être globalement regroupées dans trois groupes pétrographiques distincts, dont les surfaces d'affleurement sont à peu près équivalentes :

- (1) des roches mafiques à intermédiaires, mélanocrates, à grain fin ou moyen (< 0.5 cm), généralement équigranulaires et rarement porphyroïdes, dont la composition modale est celle de **diorites** (Figure 5.3a). Leur mode de gisement est assez variable : elles forment aussi bien des intrusions plurikilométriques, notamment dans la moitié Nord du pluton (Figure 5.2), que des enclaves de taille très variable au sein des roches plus felsiques (Figure 5.3b), ainsi que des filons plus ou moins dilacérés. Elles sont parfois déformées, ce qui a conduit Bohlender (1991) et Bohlender *et al.* (1992) à les interpréter comme une phase précoce du

pluton, mais cette interprétation est remise en question par le fait que tous les types de roches sont affectés par la déformation à des degrés divers. De même, les datations absolues (Section 3.3) indiquent que tous les faciès ont le même âge.

- (2) des **granodiorites** gris-blanc à gris rosé, qui présentent un aspect moucheté assez typique du fait de l'abondance d'agrégats mafiques dont la proportion est équivalente à celle des minéraux clairs (Figure 5.3c–d). Elles se distinguent des diorites par une couleur plus claire, un grain moyen à grossier (0.5–2 cm) et une texture généralement porphyroïde définie par des phénocristaux de feldspath potassique (2–6 cm). Leur présence est limitée à la partie Sud et Sud-Est du massif (Figure 5.2), où elles affleurent assez bien sous forme d'inselbergs proéminents disséminés dans le village de Mphakane.

- (3) des **monzogranites**, présentant des aspects pétrographiques très variés. Le faciès le plus courant est un monzogranite porphyroïde rosé à biotite (Figure 5.3e), qui affleure (assez mal) dans les parties Sud et Sud-Ouest du pluton (Figure 5.2). Pétrographiquement, il est très proche de la granodiorite, dont il ne se distingue que par des proportions plus faibles de plagioclase, et plus importantes de feldspath potassique. D'autres phases (aplitiques, équi-granulaires, à grain fin...) sont également présentes, en quantité subordonnée et généralement en périphérie du pluton.

Les relations entre ces différentes phases sont toujours très complexes. Lorsqu'elles ne forment pas des intrusions continues de grande taille, les diorites apparaissent toujours sous forme d'enclaves arrondies ou dilacérées au sein des phases plus felsiques (Figure 5.3b). Ces enclaves sont de taille très variable : les plus petites ne font que quelques centimètres, alors que les plus grandes sont hectométriques. Elles présentent occasionnellement des formes en « chou-fleur », tout à fait typiques de la coexistence de deux phases liquides. D'autres sont injectées de veines et filonnets interconnectés avec le magma encaissant et de même nature que celui-ci. Les contacts entre les différentes phases sont souvent diffus, graduels, ou de formes très irrégulières et injectés de filons ou poches tardives qui complexifient encore les structures (Figure 5.3f). Des faciès hybrides, témoins d'un mélange plus ou moins complet, se développent fréquemment à l'interface entre deux phases différentes.

A l'échelle de l'affleurement, les roches du pluton de Matok sont affectées par une déformation subsolidus. Elles possèdent occasionnellement une foliation plus ou moins pénétrative et sont affectées par des zones de cisaillement de quelques centimètres à plusieurs

centaines de mètres de largeur, notamment dans la partie orientale du massif, près de Ramokgopa (Figure 5.3g–h). Lorsqu’elles sont déformées, les diorites sont parfois injectées d’une multitude de petites veinules leucocrates orientées parallèlement à l’orientation préférentielle de la roche, montrant qu’elle a subi un épisode de fusion partielle contemporain de la déformation. Cette déformation affecte indifféremment toutes les phases du pluton, et pas seulement les diorites comme l’ont d’abord décrit Bohlender *et al.* (1992) et Barton *et al.* (1992). Cette particularité du pluton de Matok est clairement liée à sa position structurale au sein de la Zone Marginale Sud, à proximité de la grande zone de cisaillement de Hout River. Il semblerait que celle-ci ait fonctionné de manière continue entre 2700 et 2600 Ma (Kreissig *et al.*, 2001), ce qui explique que la déformation associée affecte le pluton de Matok qui s’est mis en place entre 2680 et 2700 Ma (voir la discussion dans la Section 3.3).

Enfin, les roches du pluton de Matok contiennent localement des xénolithes, constitués par des fragments anguleux de taille variable (quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres) des roches de l’encaissant. Il s’agit la plupart du temps de métapélites du complexe de Bandelierkop et de gneiss de Banviaanskloof de composition TTG, ces deux lithologies étant typiques des granulites de la Zone Marginale Sud.

Le pluton de Matlala

Tout comme le pluton de Matok, celui de Matlala présente une certaine diversité sur le plan pétrographique. Toutefois, il s’en distingue par le fait que les phases monzogranitiques sont nettement dominantes en surface (Figure 5.2) ; les granodiorites sont rares, et les diorites exceptionnelles. Ces monzogranites présentent des aspects pétrographiques variés, qui se distinguent de par leurs couleurs (rose à gris, en passant par le beige rosé et le gris rosé), leurs tailles de grain (de quelques mm à plusieurs cm) et leurs textures, variant d’équigranulaires à porphyroïdes. Cependant, les deux phases les plus communes sont :

- (1) un **monzogranite rosé à gros grain** (Figure 5.4a), présentant une texture porphyroïde définie par une matrice quartzofeldspathique (0.5–1 cm) contenant des phénocristaux automorphes de feldspath potassique et de plagioclase (1–5 cm), ainsi que des agrégats mafiques (0.5 – 2 cm) conférant aux roches un aspect tacheté caractéristique. Il constitue l’essentiel de la surface d’affleurement dans la partie méridionale du pluton.

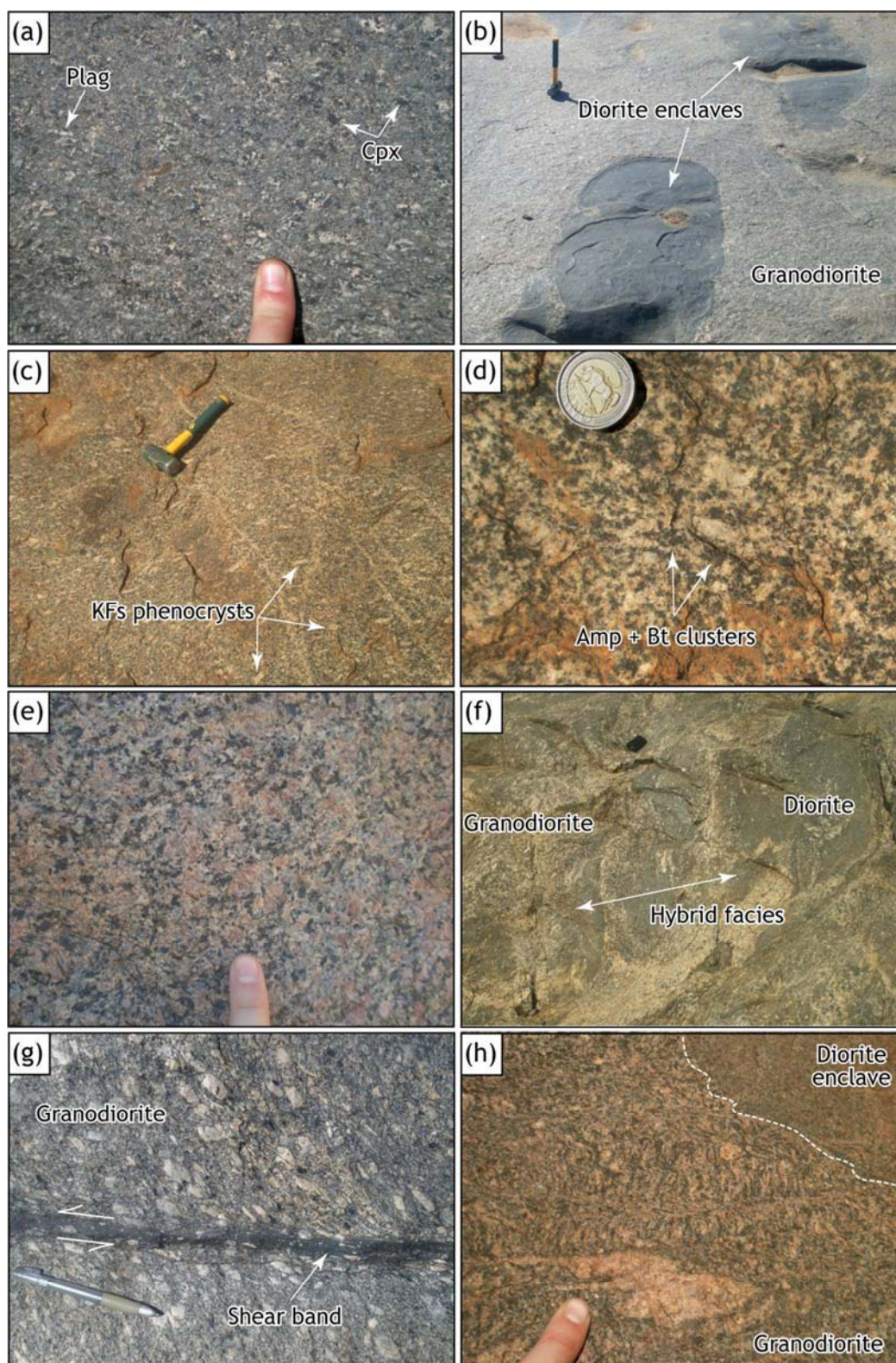


FIGURE 5.3 : Textures et relations de terrain dans le pluton de Matok. (a) texture typique des diorites, ici avec phénocristaux de plagioclase (Plag) et clinopyroxène (Cpx) ; (b) enclaves dioritiques au sein de la granodiorite ; (c) granodiorite porphyroïde typique à phénocristaux de feldspath potassique (Kfs) ; (d) détail de la texture de la granodiorite, montrant en particulier les agrégats à amphibole (Amp) et biotite (Bt) ; (e) monzogranite porphyroïde typique ; (f) interactions à l'état magmatique entre diorites et granodiorites ; (g) bande de cisaillement centimétrique affectant la granodiorite ; (h) granodiorite déformée dans la zone de cisaillement de Matok, à Ramogkopa.

- (2) un **monzogranite gris à grain fin**, localement gris rosé (Figure 5.4b), toujours équi-granulaire et beaucoup plus homogène que le précédent. Il n'affleure pratiquement que dans la moitié Nord du massif.

Les différentes phases monzogranitiques sont souvent délimitées par des contacts irréguliers (Figure 5.4c), assez similaires à ce qu'on observe à Matok, avec des enclaves en chou-fleur (Figure 5.4d), bordures diffuses et faciès hybrides. De plus, ces monzogranites contiennent des enclaves qui sont particulièrement nombreuses en périphérie de l'intrusion, mais rares, pour ne pas dire inexistantes, en son cœur. Ces enclaves sont de trois types :

- (1) des enclaves microgrenues sombres (*Microgranular Mafic Enclaves* ou MME) de taille variée, centimétriques à plurimétriques (Figure 5.4e–f). Elles sont toujours arrondies, voire plus ou moins étirées dans le magma monzogranitique environnant. Ces enclaves sont constituées de **granodiorite** et de **diorite** équi-granulaires à grain fin (millimétrique). Localement, ces lithologies constituent des corps de plus grande taille (petits stocks d'une dizaine à plusieurs centaines de mètres) ; dans ce cas, les granodiorites et les diorites présentent des aspects pétrographiques analogues à celles de Matok.

- (2) des petites enclaves anguleuses d'une roche mésocrate qui apparaît dans tous les faciès (Figure 5.4g). Sa composition modale, pauvre en quartz et riches en minéraux mafiques, la rapproche des diorites, mais elle s'en distingue par une taille de grain nettement supérieure (> 0.5 cm). Ces petites enclaves sont vraisemblablement à l'équilibre avec leur encaissant et pourraient donc représenter soit des **cumulats**, soit des **résidus de fusion**, ou encore une phase précoce du pluton, non représentée à l'affleurement et incorporée au magma à l'état solide, lors de l'ascension de celui-ci.

- (3) enfin, les monzogranites contiennent aussi des **xénolithes de l'encaissant**, en particulier de la suite gneissique de Goudplaats–Hout River (TTG, granites potassiques, amphibolites) (Figure 5.4h), abondantes à l'extrême Nord du pluton. Localement, des fragments d'une roche extrêmement riche en biotite, rappelant les enclaves surmicacées des granitoïdes peralumineux post-archéens, ont également été observés. Elles pourraient aussi correspondre à des xénolithes, ou représenter des résidus de fusion, mais à partir d'une source de composition différente de celle des enclaves dioritiques (MME).

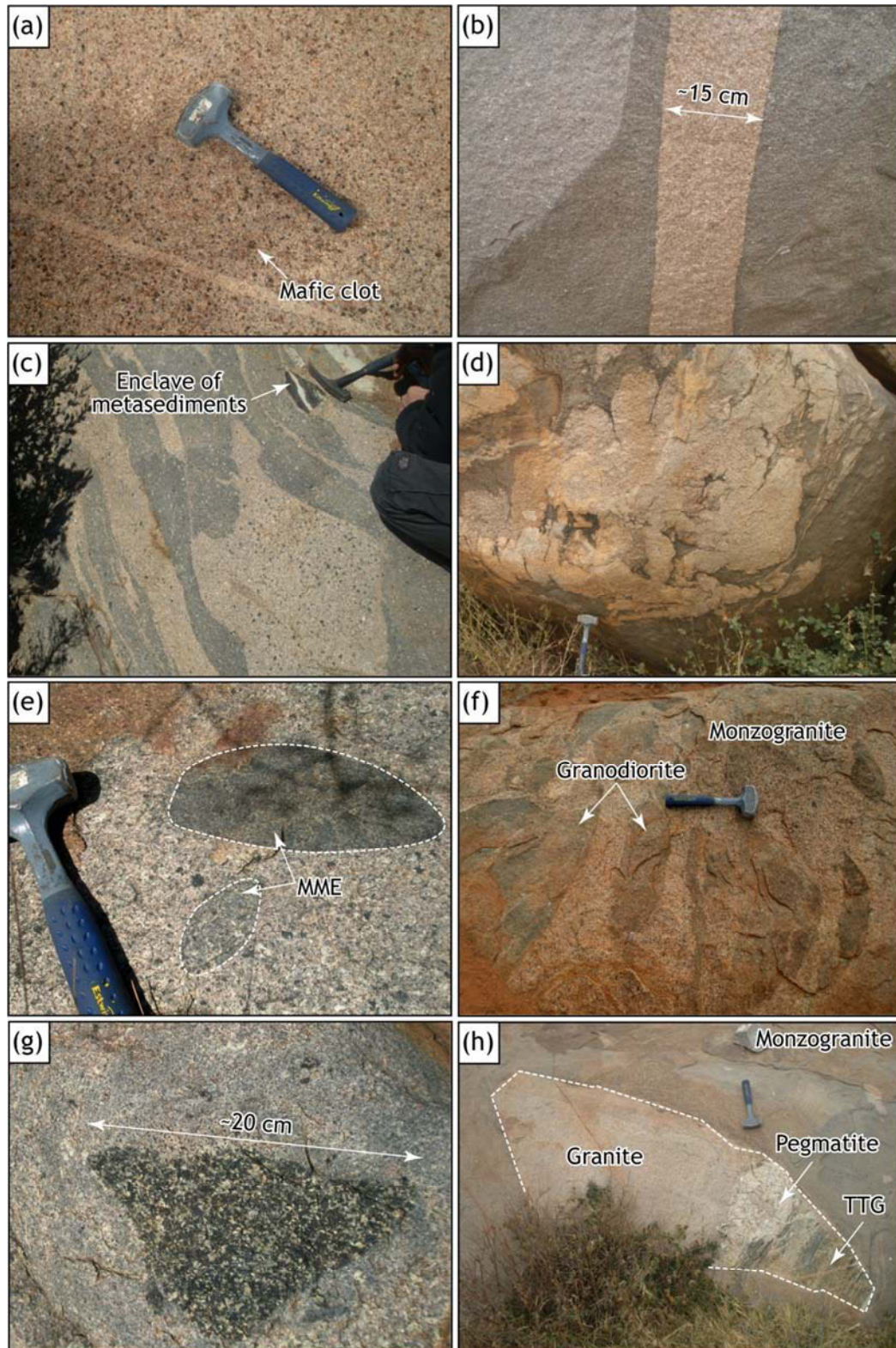


FIGURE 5.4 : Textures et relations de terrain dans le pluton de Matlala. (a) monzogranite rose typique de la moitié Sud du pluton ; (b) monzogranite gris homogène caractéristique de la moitié Nord, ici recoupé par un filon aplitique ; (c) figures de mélange entre deux faciès monzogranitiques. Noter le xénolithe de métasédiments ; (d) enclave en chou-fleur d'un monzogranite rose dans le monzogranite gris du Nord ; (e–f) enclaves granodioritiques et dioritiques de tailles variées au sein du monzogranite du Sud ; (g) enclave anguleuse à gros grain, riche en amphibole et plagioclase ; (h) xénolithe de la suite gneissique de Goudplaats–Hout River.

Le pluton de Moletsi

Les différentes lithologies du pluton de Moletsi, et les relations qui existent entre elles, sont assez semblables à ce qu'on observe à Matlala : les monzogranites sont largement dominants en surface, et la phase la plus courante est un monzogranite rose porphyroïde à équi-granulaire, à gros grain (Figure 5.5a), très semblable à celui de la partie Sud du pluton de Matlala. Ce monzogranite présente des figures de mélange avec d'autres faciès monzogranitiques, notamment une phase grise porphyroïde à grain plus fin (Figure 5.5b), qui apparaît sous forme d'enclaves ou de corps magmatiques plus imposants (d'une dizaine à une centaine de mètres). Des faciès hybrides se développent au contact entre les deux phases (Figure 5.5b), ce dernier étant toujours de forme très irrégulière. Le tout est injecté de filons de pegmatite et d'un monzogranite rose équi-granulaire, à grain fin.

Les monzogranites contiennent de rares enclaves granodioritiques, voire exceptionnellement dioritiques (ces dernières ont été observées en une seule localité, près du village de Mahwibitswane ; Figure 5.5b), dont la forme et la taille sont, elles aussi, assez similaires à ce qu'on observe à Matlala. Tout comme pour ce dernier, les granodiorites forment des petits stocks de quelques centaines de mètres, notamment en périphérie du pluton : une granodiorite mésocrate, extrêmement similaire à celles de Matok (Figure 5.5c), affleure par exemple au niveau d'un inselberg à l'extrême Sud du massif, à l'entrée du village de Koloti.

Le pluton de Mashashane

Par rapport aux autres plutons, celui de Mashashane est beaucoup plus homogène dans son ensemble. En effet, il est principalement constitué d'un monzogranite porphyroïde à gros grain, de couleur gris-rosé, contenant des phénocristaux de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz (sous forme de cristaux globulaires bleutés, de taille centimétriques) et d'agrégats mafiques dans une matrice d'abondance et de granulométrie variable (Figure 5.5d). Souvent, cette dernière ne dépasse pas quelques millimètres alors que les phénocristaux peuvent dépasser largement le centimètre, définissant une texture porphyrique qui rappelle celle de matériaux hypovolcaniques.

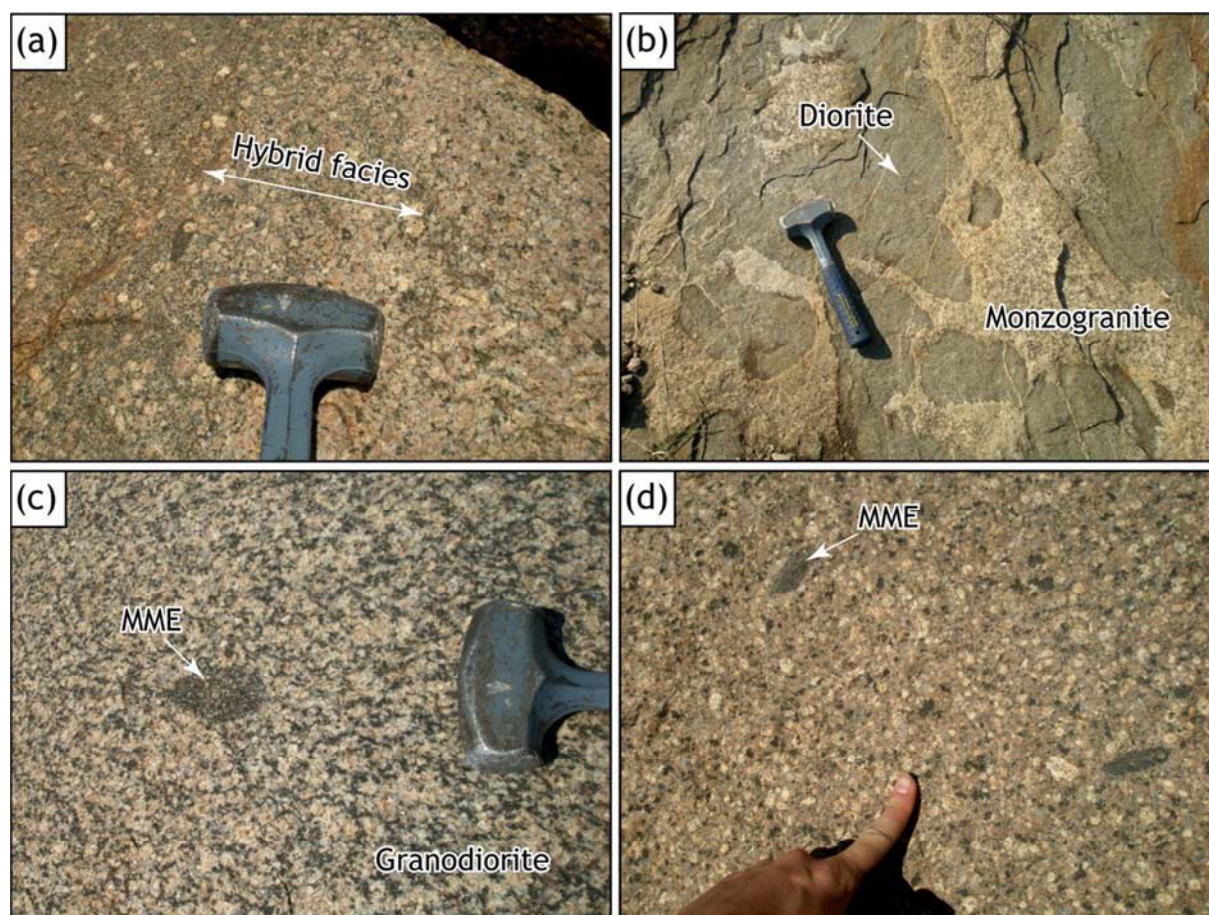


FIGURE 5.5 : Textures et relations de terrain dans les plutons de Moletsi et Mashashane. (a) mélange entre un monzogranite rose à gros grain et un monzogranite gris porphyroïde à grain moyen dans le pluton de Moletsi ; (b) enclaves de diorite plus ou moins dilacérées au sein du monzogranite de Moletsi ; (c) texture de la granodiorite au sud du pluton de Moletsi ; (d) monzogranite porphyroïde à gros grain, très typique du pluton de Mashashane, contenant de rares enclaves microgrenues sombres.

Ces monzogranites ne contiennent que de rares enclaves granodioritiques, de très petite taille (< 10 cm ; Figure 5.5d), présentes très localement (notamment au niveau d'un talus de route récent près du village de Ga-Matlapa). Ils sont également associés à un monzogranite équi granulaire rose, à grain plus fin, qui affleure localement sous forme de petits massifs (au pied de l'arête rocheuse de Ga-Mashashane, par exemple) ou de filons de taille variable. Aucune enclave de diorite n'a été observée au sein du pluton de Mashashane.

Les caractéristiques des quatre plutons du groupe de Matok, résumées ci-dessus, démontrent sans ambiguïté qu'ils sont constitués d'une diversité de phases magmatiques de composition contrastée, mais probablement cogénétiques au regard de leur affinité pétrographique. De même, les relations entre ces différentes phases montrent très clairement

qu'elles ont coexisté à l'état magmatique. Les interactions entre différents magmas sont très importantes dans le pluton de Matok, qui est constitué d'un ensemble de corps magmatiques de compositions variées, plus ou moins intrusifs les uns dans les autres. Par contre, elles sont restreintes à la périphérie des plutons dans le cas de Matlala et Moletsi, et quasiment absentes à Mashashane. Ces différences entre les différents massifs sont corrélées à leur position structurale : en cela, le pluton de Matok est unique puisqu'il est le seul à être intrusif dans les granulites de la Zone Marginale Sud alors que les autres sont situés au sud de la zone de cisaillement de Hout River, dans les gneiss du craton du Kaapvaal. Ainsi, Matok représente sûrement une intrusion localisée à des niveaux plus profonds dans la croûte par rapport à Mashashane, Matlala et Moletsi.

5.1.3. Pétrographie

Par opposition au pluton de Bulai (voir Section 4.1.3), les roches constituant les plutons du groupe de Matok possèdent des textures magmatiques bien préservées. En effet, ces objets n'ont subi aucun événement subsolidus suffisamment intense pour induire le même degré de recristallisation que dans les roches de Bulai⁶, et nous interprétons donc toutes les relations pétrographiques observées comme résultant de processus magmatiques (ou tardi-magmatiques). Nous avons vu dans la partie précédente que l'ensemble des roches des quatre plutons pouvaient être regroupées en trois types pétrographiques : des diorites, des granodiorites et des monzogranites. La pétrographie représentative de chacune de ces lithologies sera décrite séparément.

Les diorites

La minéralogie des diorites est dominée par le plagioclase, qui constitue plus de 50% du mode de la roche et apparaît généralement sous forme de cristaux automorphes (Figure 5.6a), assez trapus, dont la taille est généralement millimétrique mais peut localement atteindre 0.5 cm. Le feldspath potassique est assez peu abondant (5–10% mode) et presque toujours xénomorphe, tout comme le quartz, présent dans les mêmes proportions.

⁶ A l'exception de la déformation qui affecte parfois les roches de Matok, mais dont les caractéristiques et la signification ne seront pas détaillés ici.

La présence de pyroxènes dans ces roches a d'abord conduit Bohlender (1991), Bohlender *et al.* (1992) et Barton *et al.* (1992) à les décrire comme des « enderbites », c'est-à-dire des tonalites à orthopyroxène. Cette appellation est peu adaptée pour plusieurs raisons. D'abord, la proportion modale de quartz ne dépasse jamais 15% (Rapopo, 2010), reflétant des compositions dioritiques et non tonalitiques au regard de la classification de Streckeisen (1974). D'autre part, dans ces roches, l'orthopyroxène est toujours très subordonné au clinopyroxène. Enfin, certaines d'entre elles n'en contiennent pas du tout, et les phases mafiques sont uniquement représentées par de l'amphibole et de la biotite (Figure 5.6b). Aussi préférons-nous la nomenclature de « diorite » et « diorite à pyroxènes », introduite par Rapopo (2010), pour désigner ces matériaux. Les pyroxènes se présentent sous forme de cristaux sub-automorphes à automorphes (Figure 5.6a), de taille variant entre 0.5 et 1 mm. La plupart du temps, la biotite et l'amphibole ne sont présentes que sous forme interstitielle ou remplaçant respectivement l'ortho- et le clinopyroxène.

Enfin, la minéralogie accessoire est dominée par les oxydes ferro-titanés (ilménite et magnétite) et l'apatite sous forme de petits cristaux automorphes aciculaires (~0.1 mm ; Figure 5.6b). Ces deux minéraux sont très abondants, et répartis de manière homogène dans la roche. Le zircon est systématiquement présent, mais peu abondant. Enfin, l'étude des roches par microscopie électronique et par cathodoluminescence a mis en évidence la présence de carbonates, sous forme de très petits cristaux (<0.05 mm) automorphes, de plages ou de petits filonnets, et d'un peu de sulfures (pyrite et chalcopyrite).

Les granodiorites

Comme les diorites, les granodiorites contiennent plagioclase, feldspath potassique et quartz, mais en proportions différentes. Le feldspath potassique, parfois perthitique, est plus abondant : il apparaît sous forme de phénocristaux automorphes définissant la texture porphyroïde, ou à l'équilibre avec les lattes de plagioclase en matrice. Le quartz, également plus abondant que dans les diorites, forme des cristaux généralement xénomorphes, parfois sous forme de rubans polycristallins ou à extinction roulante. Il est important de noter que certains échantillons montrent des textures rapakivi ou anti-rapakivi, où de fines couronnes de plagioclase auréolent des cristaux de feldspath potassique, et inversement. De même, le plagioclase est visiblement zoné, puisque les plus grands cristaux présentent souvent un cœur

très altéré et une bordure plus fraîche (Figure 5.6c) : cette réponse différentielle aux processus d'altération témoigne de compositions magmatiques différentes.

Les minéraux ferro-magnésiens sont essentiellement l'amphibole vert sombre et la biotite brune, sous forme de cristaux sub-automorphes, dont la taille varie entre 1 et 10 mm. Elles cristallisent systématiquement ensemble sous forme d'agrégats mafiques (Figure 5.6d). Parfois, des petits cristaux (< 0.25 mm) de clinopyroxène apparaissent en relique au cœur des amphiboles, témoignant d'une réaction similaire à celle que l'on observe dans les diorites. Dans certains échantillons, ces « cœurs » de clinopyroxène ne sont constitués que par de petites poches (25–100 μ m) dont les limites avec l'amphibole environnante sont diffuses, évoquant un remplacement épitaxique. Par ailleurs, l'amphibole elle-même est parfois déstabilisée : on observe, dans certains échantillons, des plages mimant la forme d'anciens cristaux automorphes et présentant un cœur d'amphibole en relique. Ces plages sont constituée de biotite verte, d'épidote plus ou moins automorphe, de quartz et, en quantités subordonnées, d'oxydes ferro-titanés et d'apatite (Figure 5.6e). Les épidotes apparaissent sous forme de cristaux nettement automorphes de couleur jaune-vert (pistachite), présentant parfois un cœur d'allanite et dont la taille peut dépasser 0.5 mm dans certains échantillons.

Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, l'apatite et le zircon, qui sont toujours automorphes et associés, au sein des agrégats mafiques, à l'amphibole et à la biotite, dans lesquels ils apparaissent fréquemment en inclusion. Par opposition aux diorites dans lesquelles il est absent, on notera également la présence fréquente de sphène, sous forme de cristaux sub-automorphes losangiques dépassant parfois 2 mm. L'abondance du sphène semble toutefois négativement corrélée à celle de l'amphibole : plus celle-ci est rare, plus le sphène est abondant. Il coexiste ainsi très fréquemment avec la biotite et l'épidote (Figure 5.6f), et n'est qu'occasionnel dans les échantillons où l'amphibole est présente. Enfin, des cristaux xénomorphes de carbonates sont parfois présents, eux aussi beaucoup plus fréquemment associés à la biotite et à l'épidote qu'à l'amphibole.

Les monzogranites

Les monzogranites sont caractérisés par l'abondance du quartz, qui forme des cristaux xénomorphes à sub-automorphes (notamment dans le pluton de Mashashane), ainsi que le feldspath potassique, qui cristallise presque toujours sous forme de microcline. Celui-ci est

fréquemment zoné, comme l'ont mis en évidence les images obtenues par cathodoluminescence. Le plagioclase est moins abondant que dans les granodiorites, mais il forme toujours des cristaux automorphes. Les textures rapakivi et anti-rapakivi sont également fréquentes.

La minéralogie mafique des monzogranites, assez peu abondante, est organisée en deux types d'agrégats. Les premiers, de taille et de forme variables, sont constitués d'assez grands cristaux (0.5–2 mm) de biotite, associée systématiquement à de l'épidote et aux phases accessoires (oxydes, sphène, apatite et zircon) (Figure 5.6g). Ces agrégats contiennent occasionnellement de petits cristaux aciculaires d'amphibole vert bleuté, visiblement différente, en termes de composition, de celle qui caractérise les granodiorites. Le second type d'agrégats mafiques est constitué par des plages de forme à peu près géométrique ; ils sont beaucoup plus finement cristallisés (0.01–0.25 mm), et dominés par la biotite, l'épidote et le quartz avec des quantités subordonnées d'apatite et d'oxydes (Figure 5.6h). Cet assemblage rappelle celui des bordures d'amphiboles déstabilisées dans les granodiorites : nous interprétons donc ces agrégats comme témoignant d'une pseudomorphose complète d'anciens cristaux d'amphibole.

Comme dans les granodiorites, les phases accessoires sont principalement les oxydes (magnétite dominante, ilménite accessoire), l'épidote (parfois sous forme d'allanite, parfois sous forme de pistachite), le sphène (systématique et pouvant atteindre 1% modal), l'apatite et le zircon.

D'une façon générale, les roches constituant les plutons du groupe de Matok présentent divers niveaux d'altération. Dans la plupart d'entre elles, le plagioclase est partiellement remplacé par des plages constituées de cristaux automorphes d'épidote de petite taille (1–75 μm) dans un fond d'albite presque pure (An_{0-5}) (Figure 5.6c). La biotite et l'amphibole montrent une altération plus ou moins prononcée en chlorite, alors que le clinopyroxène est parfois remplacé par de l'actinote, partiellement ou complètement (notamment, dans ce dernier cas, lorsqu'il apparaît en relique au cœur des amphiboles). Les minéraux accessoires montrent également des signes d'altération, sous formes de couronnes réactionnelles d'épidote et de sphène secondaires, autour de la magnétite et l'ilménite, respectivement. De même, le sphène primaire (d'origine magmatique, sous forme de cristaux losangiques) est partiellement ou

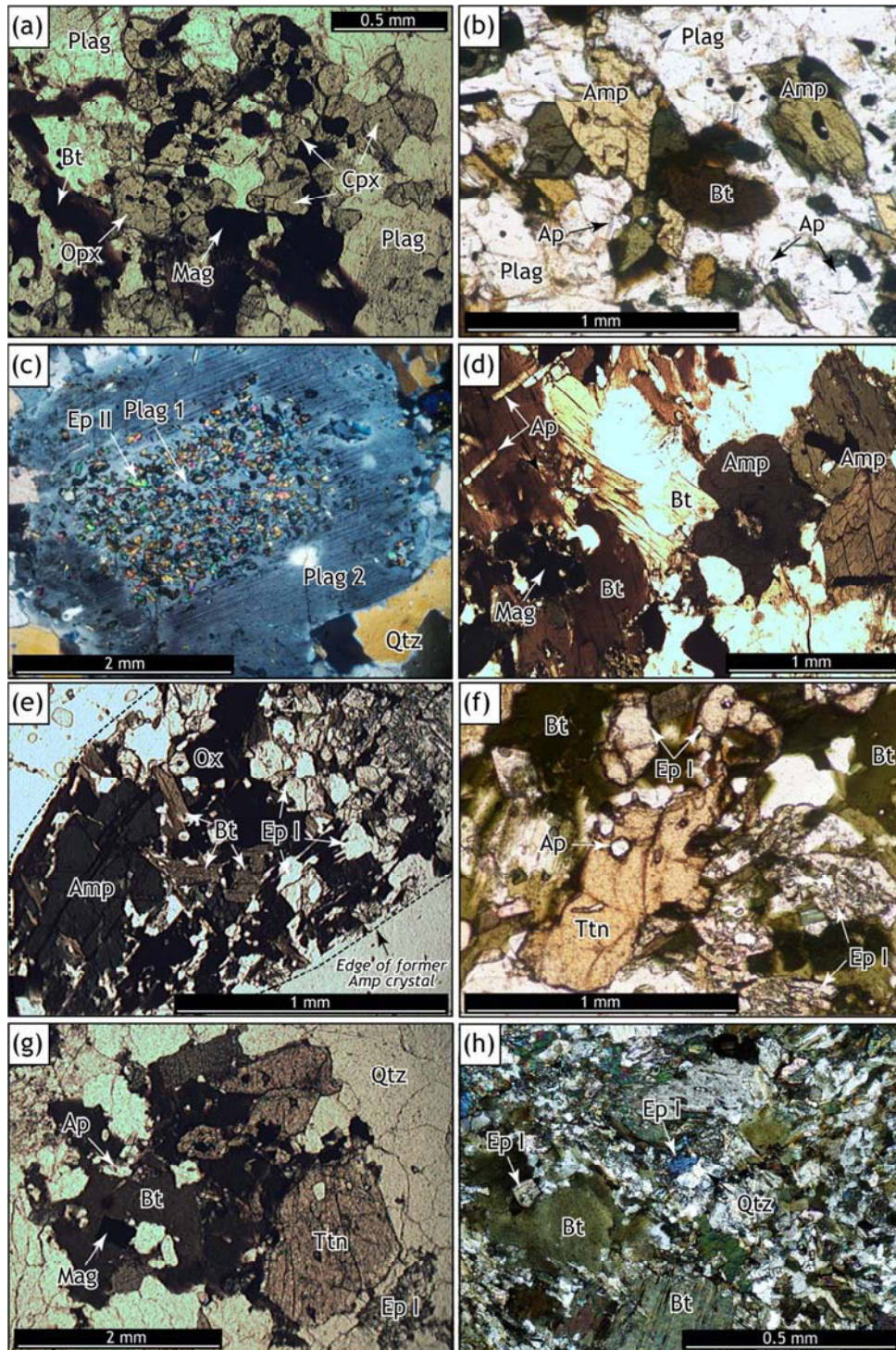


FIGURE 5.6 : Caractéristiques pétrographiques des roches des plutons du groupe de Matok. (a) Assemblage à plagioclase (Plag), ortho- et clinopyroxène (Opx, Cpx), biotite (Bt) et magnétite (Mag) des diorites ; (b) diorite sans pyroxènes, mais à amphibole (Amp) et biotite (Bt). Noter les cristaux aciculaires d'apatite (Ap) ; (c) plagioclase zoné dans une granodiorite, montrant un cœur altéré en épidote secondaire (Ep II) et une couronne fraîche ; (d) agrégat mafique typique à amphibole, biotite, oxydes et apatite dans une granodiorite ; (e) amphibole partiellement remplacée par des plages à biotite + épidote magmatique (Ep I) ± oxydes dans une granodiorite ; (f) sphène (Ttn) associé à l'épidote et la biotite dans une granodiorite ; (g) agrégat mafique à épidote, biotite, oxydes et sphène dans un monzogranite ; (h) détail d'un agrégat à grain fin dans un monzogranite, représentant la pseudomorphose complète d'amphibole en assemblage à biotite + épidote.

totallement remplacé par du leucoxène, et l'allanite, souvent métamicté, par des minéraux secondaires non identifiés.

Cette altération affecte les roches de manière très hétérogène. Certaines sont profondément affectées par l'ensemble de ces processus secondaires (notamment les monzogranites), alors que d'autre en sont totalement dépourvues (typiquement, les diorites). Cette observation suggère que cette altération n'est pas (ou pas uniquement, en tout cas) d'origine météorique. Si tel était le cas, il est plus probable qu'elle aurait affecté de manière plus ou moins uniforme l'ensemble des roches, quelle que soit leur nature. Il est donc plus plausible que ces processus secondaires résultent plutôt de phénomènes tardi-magmatiques, tels que la circulation de fluides hydrothermaux. Cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par des observations de terrain qui indiquent que certaines roches d'origine hydrothermale du pluton de Matok (des albitites) ont ensuite été déformées par les zones de cisaillement du système de Hout River (Bohlender, 1991), dont le fonctionnement suit immédiatement la mise en place des plutons.

5.1.4. Composition des minéraux

La composition des minéraux a été déterminée par Rapopo (2010) pour le pluton de Matok, et Pauzat (2011) pour les trois autres plutons. La chimie du plagioclase, des pyroxènes, de l'amphibole, de la biotite et de l'épidote des plutons du groupe de Matok sont résumées dans la Figure 5.7.

Le plagioclase est toujours sodique, puisqu'il s'agit d'oligoclase : sa composition oscille entre An_{10} et An_{30} (Figure 5.7a) Certains cristaux sont plus riches en sodium puisqu'ils ont pratiquement des compositions d'albite pure, mais ils sont aussi très riches en inclusions d'épidote, et représentent donc vraisemblablement des produits d'altération secondaires du plagioclase magmatique. La composition chimique du plagioclase évolue légèrement selon la nature de sa roche hôte, puisqu'il est plus calcique dans les diorites (An_{20} – An_{30}), de composition intermédiaire dans les granodiorites (An_{15} – An_{25}) et plus sodique dans les monzogranites (autour de An_{15}).

Les pyroxènes présentent des compositions assez similaires à ceux des enderbites du pluton de Bulai (Figure 5.7b) : le clinopyroxène est un diopside ($\sim Wo_{45}En_{35}Fs_{20}$) et l'orthopyroxène, un hypersthène caractérisé par un $Mg\#$ voisin de 0.5 ($En_{50}Fs_{50}$). L'amphibole possède des compositions un peu plus complexes (Figure 5.7c–d) ; à Matok, il

s'agit globalement d'hastingsite ou de pargasite ($Ca_B > 1.5$; $[Na+K]_A > 0.5$), avec un $Mg\#$ assez variable (0.3–0.6 ; Figure 5.7c) et des rapports Fe^{3+}/Al proches de 1. Par contre, dans les trois autres plutons, l'amphibole a une composition de hornblende plus ou moins magnésienne ($Ca_B > 1.5$; $[Na+K]_A < 0.5$; $Mg\# = 0.3–0.7$) dans les granodiorites et les diorites, évoluant vers des composition d'actinote lorsqu'elle coexiste avec des cœurs de clinopyroxène en relique (Figure 5.7d). Par contre, les petits cristaux bleu-vert présents dans les monzogranites et certaines granodiorites (voir Section 5.1.3) sont majoritairement de l'édénite riche en fer ($Ca_B > 1.5$; $[Na+K]_A > 0.5$; $Mg\# < 0.5$; Figure 5.7c). Cette évolution, corrélée au degré de saturation en silice de la roche hôte, traduit la cristallisation d'une amphibole de moins en moins magnésienne et de plus en plus riche en alcalins au cours de la différenciation. La différence de composition globale entre les amphiboles du pluton de Matok et celles des trois autres peut potentiellement être liée à des conditions de mise en place différentes.

D'autre part, le mica possède une composition relativement constante au regard de la diversité de faciès considérés (Figure 5.7e) : dans toutes les roches, il s'agit de biotite avec un $Mg\#$ compris entre 0.3 et 0.5. Il est intéressant et important de noter que toutes ces phases ferromagnésiennes (pyroxènes, amphibole, biotite) affichent des compositions assez proches de celles analysées au sein des roches du pluton sanukitoïde de Bulai, mais cependant caractérisées par un rapport Fe/Mg systématiquement supérieur.

Pour terminer, on notera que la majorité des cristaux d'épidote analysés dans les granodiorites et les monzogranites des quatre plutons ont des compositions stœchiométriques ($Si \sim 3$ atomes p.f.s.) et sont très riches en Fe^{3+} (Figure 5.7f), suffisamment en tout cas pour que la teneur en pistachite ($Ps = Fe^{3+}/[Al+Fe^{3+}]$) soit supérieure à 25% moles. Cette caractéristique serait typique des épidotes « magmatiques » (Tulloch, 1979 ; Zen & Hammarstrom, 1984 ; Evans & Vance, 1987 ; Sial *et al.*, 1999), par opposition aux épidotes secondaires formées par altération ou hydrothermalisme. D'ailleurs, les cristaux résultant clairement de l'altération des plagioclases présentent des teneurs en pistachite nettement plus basses, entre 0 et 10% en moles.

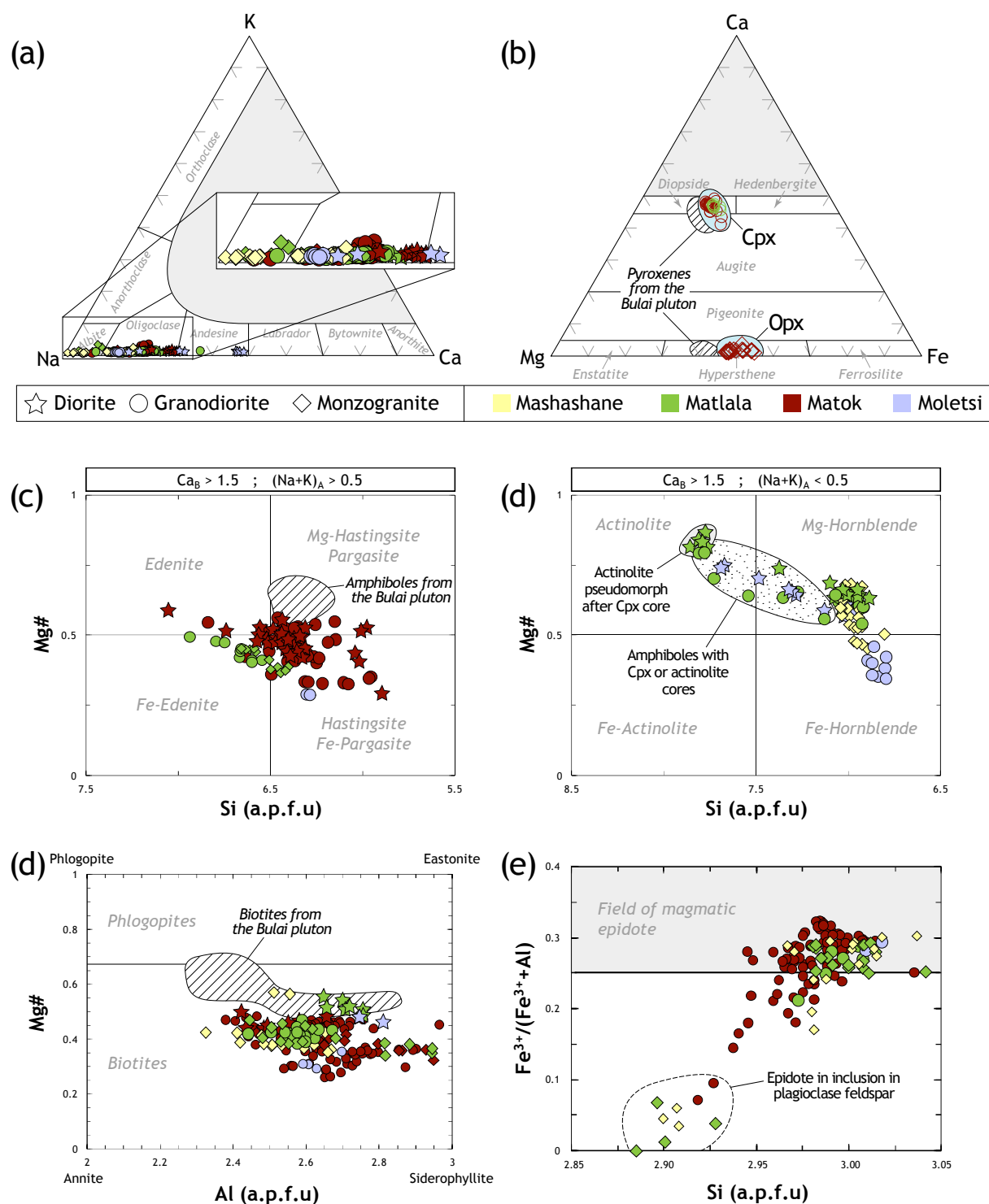


FIGURE 5.7 : Composition des minéraux constitutifs des roches des plutons du groupe de Matok (Rapopo, 2010 ; Pauzat, 2011) et comparaison (pour les mafiques) avec celles du pluton de Bulai : (a) plagioclase ; (b) pyroxènes ; (c–d) amphiboles ; (d) biotite ; (e) épidote.

5.1.5. Conditions de mise en place

Afin d'estimer les conditions $P - T$ de mise en place des plutons du groupe de Matok, j'ai utilisé les mêmes géothermobaromètres que ceux appliqués à l'étude du pluton de Bulai (voir Section 4.1.4). Les résultats sont présentés dans la Figure 5.8. Une fois de plus, le pluton de Matok se distingue des trois autres : les températures calculées oscillent entre 700 et 775°C, pour des pressions comprises entre 3 et 5 kbar. Au contraire, les roches des plutons de Mashashane, Matlala et Moletsi ont cristallisé à plus basse température (600–700°C) et plus basse pression (2–3 kbar). Ces observations sont très cohérentes avec le fait que le pluton de Matok soit le seul à être intrusif dans les granulites de la Zone Marginale Sud. En effet, sa mise en place suit immédiatement le pic métamorphique, dont les conditions sont de 850–1000°C pour 8–10 kbar, ce qui est nettement supérieur aux conditions maximales atteintes simultanément dans les roches adjacentes du craton du Kaapvaal (5 kbar, 650°C), dans lesquelles les autres plutons sont intrusifs.

Dans les deux cas, les pressions calculées sont significativement plus faibles que celles du pic métamorphique et correspondent plutôt à celles de la fin de l'exhumation (Perchuk *et al.*, 2000a,b). Cependant, la composition du couple amphibole–plagioclase enregistre les conditions qui règnent à la fin de la cristallisation d'un corps magmatique (Anderson *et al.*, 2008). Il est donc très probable que l'intrusion des quatre plutons ait débuté à des profondeurs plus élevées que celles calculées ici, et se soient poursuivies tout au long de l'exhumation des granulites. Ces considérations contredisent le point de vue de certains auteurs, qui ont attribué la présence des pyroxènes dans les diorites (« enderbites ») du pluton de Matok à leur cristallisation en faciès granulites (Barton *et al.*, 1992 ; Bohlender *et al.*, 1992). Néanmoins, cette hypothèse n'est pas cohérente avec les données pétrographiques présentées dans la Section 5.1.3. En effet, si la présence de pyroxène traduisait la cristallisation du magma dans le faciès granulites, les roches qui en sont dépourvus représenteraient alors leurs équivalents mis en place dans des conditions de plus bas degré métamorphique. Si tel était le cas, on devrait retrouver de telles paragenèses à pyroxènes dans n'importe quelle phase magmatique constituant le pluton de Matok, y compris les granodiorites et les monzogranites. Cependant, ces derniers ne contiennent que peu ou pas de pyroxènes par rapport aux diorites, dans lesquelles ces minéraux sont beaucoup plus fréquents. De même, la présence occasionnelle de pyroxène en relique au cœur de l'amphibole dans des échantillons des plutons de Matlala et

Moletsi indiquent que leur présence n'est pas diagnostique d'une cristallisation en faciès granulites. En effet, par opposition au pluton de Matok, ceux-ci sont intrusifs dans les gneiss du craton du Kaapvaal qui n'ont pas subi de conditions métamorphiques au-delà du faciès amphibolite.

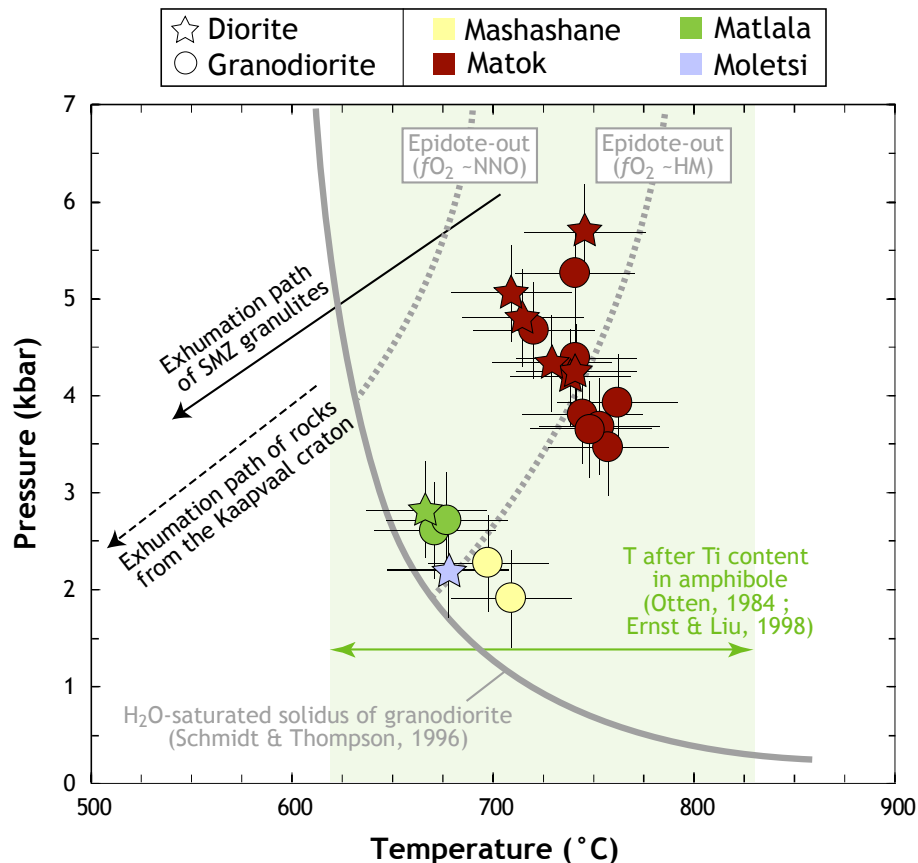


FIGURE 5.8 : Diagramme P-T dans lequel ont été reportées les conditions de cristallisation calculées à partir des compositions de l'amphibole et du plagioclase dans 20 échantillons des plutons du groupe de Matok. Les flèches représentent les chemins d'exhumation des roches métamorphiques de la SMZ et du nord du craton du Kaapvaal (Perchuk et al., 2000b). Les courbes en pointillé représentent la limite inférieure en pression pour la stabilité de l'épidote magmatique, dans deux conditions redox différentes (Schmidt & Thompson, 1996). La présence de ce minéral dans nos échantillons caractérise donc une forte fugacité d'oxygène lors de la cristallisation des magmas.

Si elle n'est pas liée à différentes conditions P - T de mise en place, la diversité pétrographique des différentes phases constituant les quatre plutons reflète plutôt des conditions de cristallisation différentes pour les magmas parents. En particulier, la nature des minéraux mafiques évolue au cours de la différenciation : on passe d'une minéralogie anhydre à pyroxènes dans les diorites, vers des paragenèses à minéraux hydroxylés dans les granodiorites, d'abord à amphibole + biotite, puis à biotite + épidote. Enfin, les

monzogranites sont dominés par l'assemblage à biotite + épidote, et ne contiennent que peu ou pas d'amphibole. Cette évolution s'explique typiquement par une augmentation de l'activité de l'eau dans les magmas au cours de la différenciation (Bohlender, 1991 ; Rapopo, 2010). En effet, les diorites contiennent des pyroxènes d'origine magmatique, ce qui n'est possible que dans un magma relativement pauvre en eau (Frost *et al.*, 2000 ; Frost & Frost, 2008), alors que la présence d'amphibole, de biotite et d'épidote traduit des fH_2O beaucoup plus élevées dans les roches plus felsiques (Evans & Vance, 1987 ; Sial *et al.*, 1999). D'après les expériences de Bogaerts *et al.* (2006), dont certaines ayant été menées sur des compositions assez proches de celles des diorites de Matok, la préservation de l'orthopyroxène au solidus requiert des teneurs en eau inférieures à ~4 pds.%. En conséquence, cette valeur peut être considérée comme la concentration maximale en eau des magmas dioritiques. Ces mêmes auteurs ont, en revanche, démontré que l'amphibole n'était stable dans de telles roches qu'à partir de 5 à 6 pds.% H_2O , ce qui représente donc une teneur minimale pour les granodiorites dans lesquelles ce minéral est omniprésent.

De plus, l'évolution de la minéralogie mafique en fonction de la teneur en volatils du magma est potentiellement couplée à une augmentation de la fraction massique d'eau dans la phase fluide au cours de la différenciation. Cette hypothèse est étayée par le fait que les diorites contiennent plus de carbonates que les roches felsiques, ce qui indique qu'elles dérivent potentiellement de la cristallisation d'un magma riche en CO_2 dissous. Par contre, la présence d'épidote dans les roches plus différenciées est caractéristique d'une faible teneur en CO_2 de la phase fluide (Liou, 1993).

D'autre part, la présence des pyroxènes (qui contiennent du fer sous forme ferreuse Fe^{2+}) et de sulfures dans les diorites est caractéristique de conditions relativement réduites, alors que les granodiorites, et *a fortiori* les monzogranites, sont beaucoup plus oxydés : ils contiennent davantage de magnétite, ainsi que de l'épidote et du sphène dont la cristallisation concomitante n'est possible qu'à des fO_2 élevées (Wones, 1989 ; Enami *et al.*, 1993 ; Sial *et al.*, 2008). Dans les échantillons étudiés, le sphène est en équilibre avec l'assemblage magnétite + quartz, ce qui permet d'appliquer l'équation de Wones (1989) pour estimer des conditions de fugacité en oxygène minimales pour ces magmas. Les fO_2 obtenues, pour des pressions de ~2.5 kbar et ~700°C, sont supérieures à 10^{-16} bars, c'est-à-dire entre les tampons Ni–NiO (NNO) et hématite–magnétite (HM). Ces résultats sont très cohérents avec les

estimations qualitatives basées sur la stabilité de l'épidote : celle-ci n'est présente à relativement basse pression (< 6 kbar) dans les magmas calco-alcalins que si la fO_2 est élevée (Schmidt & Thomson, 1996 ; Sial *et al.*, 2008 ; Figure 5.8).

Pour résumer, il apparaît donc que les plutons de Mashashane, Matlala, Moletsi et Matok sont constitués de différentes phases magmatiques, mises en place de manière quasi contemporaine, à des conditions P – T données pour un pluton. Les diorites sont caractérisés par des températures élevées, des fugacités d'oxygènes modérées et des un rapport H_2O/CO_2 faible dans la phase fluide, alors que les granodiorites et les granites sont des magmas plus « froids », beaucoup plus oxydés et présentant des rapports H_2O/CO_2 nettement plus élevés.

5.2. The diversity and significance of late-archaeon magmatism: origin of “marginal sanukitoids” from the Matok pluton, northern Kaapvaal craton (South Africa)

Article en préparation / Article in preparation

Oscar Laurent^{1a,b,c,*}, Mafusi Rapopo², Jean-François Moyen^{1,b,c,3}, Régis Doucelance^{1a,b,c}, Gary Stevens², Hervé Martin^{1a,b,c}, Chantal Bosq^{1a,b,c}

^{1a}*Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France;*

^{1b}*CNRS, UMR6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

^{1c}*IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

²*Department of Geology, University of Stellenbosch, Private Bag X-1, Matieland 7602, South Africa*

³*Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 rue du Docteur Paul Michelon 42023 Saint-Étienne, France*

5.2.1. Introduction

The Archaean cratonic lithosphere is characterized by old continental crust (4.0–2.5 Ga), mainly composed of igneous felsic rocks, overlying a thick, buoyant and refractory lithospheric mantle root. Obviously, such a structure results from the integration of all geological events throughout the Archaean. However, the nature of these events as well as their geodynamic setting are still considerable matter of debate. In all cratons worldwide, most of the continental crust is made up of low K_2O/Na_2O granitoids of the TTG suites (e.g. Condie, 1993; Sylvester, 1994). However, the end of Archaean times is characterized by the

emplacement of high K_2O/Na_2O plutons among which the most studied are the so-called “sanukitoids” (Shirey and Hanson, 1984). They emplaced in almost all cratons between 3000 and 2500 Ma and are composite complexes, made up of a wide variety of plutonic rocks ranging from diorites to granites (Martin et al., 2005, 2009; Heilimo et al., 2010; Laurent et al., 2012). According to the typology introduced by Heilimo et al. (2010), the “sanukitoid suite” is geochemically defined by $SiO_2 = 55\text{--}70$ wt.%, $MgO = 1.5\text{--}9$ wt.%, $K_2O = 1.5\text{--}5$ wt.% with $K_2O/Na_2O > 0.5$, $Mg\# = 45\text{--}65$, $Sr+Ba > 1400$ ppm and $(Gd/Er)_N = 2\text{--}6$. The whole suite derived from differentiation of a parental mafic material (Laurent et al., 2012) that results from extensive hybridation between mantle peridotite and an enriched component. Depending on each case, the latter can be either a felsic melt of TTG affinity (Shirey and Hanson, 1984 ; Rapp et al., 1999, 2010 ; Smithies and Champion, 1999; Moyen et al., 2001; Martin et al., 2005, 2009; Heilimo et al., 2010) or a fluid/melt derived from terrigenous sediments (Halla, 2005; Laurent et al., 2011).

More recently, some authors highlighted that some late-Archaeon granitoids share common petrographic and/or geochemical features with sanukitoids, but do not perfectly match the formal definition proposed by Heilimo et al. (2010). These include, in particular, some quartz-bearing diorites in the northern Karelian Craton (Mikkola et al., 2011b) and monzodiorites with extreme enrichment in incompatible elements in the North Atlantic Craton (Steenfelt et al., 2005). Various intermediate rocks in the Superior and Wyoming Provinces (Sage et al., 1990; Whalen et al., 2004; Frost et al., 1998) could also be related to this group, even if they were not described in this way. In addition to their petrographic and geochemical affinities with sanukitoids, these rocks are, in general, closely associated to them in space and time. Consequently, we propose to call and refer them to as “marginal sanukitoids”. Their occurrence shows that late-Archaeon magmatism is very complex, so that the previous typologies (e.g. Moyen et al., 2003) should be revised in the light of more recent research.

Very few petrogenetic models were proposed so far to account for the origin of these “marginal sanukitoids”, and the genetic link between them and “true” sanukitoids was not explored in detail. In addition, assessing the petrogenesis of these granitoids, together with those of sanukitoids, appears relevant for our understanding of late-Archaeon tectonic settings of juvenile crustal growth. In order to provide new insights about these topics, we studied the geochemistry of the Matok pluton that emplaced in the northern Kaapvaal craton, in South

Africa. This pluton is late-Archaeon in age (~2685 Ma ; Laurent et al., in revision) and made up of felsic rocks (granodiorites and granites) coexisting with intermediate diorites. Based on new major-, trace-element and Sm–Nd isotopic data, this paper demonstrates that these diorites can be related to “marginal sanukitoids”. Their geochemistry is consistent with an origin through interactions between sanukitoid liquids and melts derived from mafic lower crust under high temperatures (>1000°C).

5.2.2. Geological setting

The Matok pluton emplaced at the suture between the Kaapvaal Craton and the Limpopo Belt, in South Africa (Figure 5.9a). The Limpopo Belt, a ~200 km-wide granulitic terrane that separates the Kaapvaal Craton from the Zimbabwe Craton to the north. It likely results of the collision between both cratons (Kramers et al., 2006), either in the late-Archaeon (e.g. van Reenen et al., 1987; Roering et al., 1992) or in the Palaeoproterozoic (e.g. Holzer et al., 1998; Schaller et al., 1999). The Southern Marginal Zone (SMZ) of the Limpopo Belt and the northern part of the Kaapvaal Craton belong to a unique piece of continental crust that formed and evolved between 3.3 and 2.7 Ga (van Reenen et al., 1987; Brandl and Kröner, 1993; Kreissig et al., 2000; Poujol et al., 2003; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision). This classical archaean granite–greenstone terrane has been successively named the “northern domain” (Poujol et al., 2003), the “Pietersburg block” (Eglington and Armstrong, 2004) and the “Murchison-Northern Kaapvaal (MNK) terrane” (Zeh et al., 2009) (Figure 5.9b). ~2950 Ma ago, it has been accreted to the northern edge of the Kaapvaal Craton nucleus (Laurent et al., in revision), which is significantly older (formed between 3600 and 3100 Ma, see review in Poujol et al., 2003).

In the light of previous studies, the geological history of the Pietersburg block can be synthesized as follows:

(1) From 3300 to 2950 Ma, emplacement of the Goudplaats–Hout River, Groot Letaba–Duiwelskloof and Baviaanskloof TTG gneisses (Brandl and Kröner, 1993; Kröner et al., 2000; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision), associated with volcanism in the Giyani, Pietersburg and Murchison greenstone belts (Brandl et al., 1996; Poujol et al., 1996; Kröner et al., 2000; Poujol, 2001);

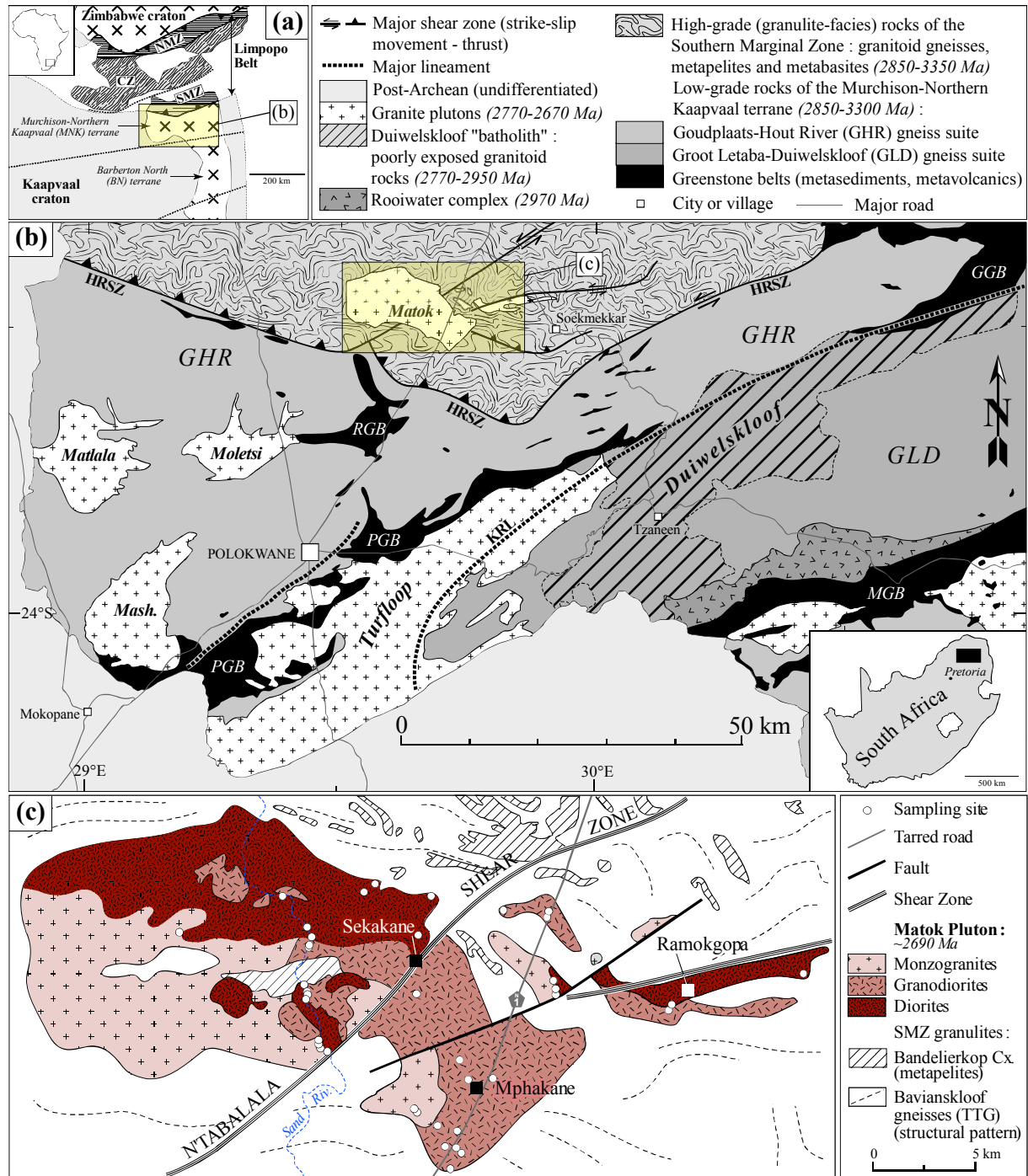


FIGURE 5.9 : (a) Localisation of the study area in the northern Kaapvaal craton ; (b) Geological sketch map of the Pietersburg block, modified after Robb et al., 2006 ; (c) Geological map of the Matok pluton, drafted on the basis of mapping by Bohlender (1991) and field observations.

(2) From 2950 to 2800 Ma, protracted deformation, associated with the welding of the Pietersburg block with the Kaapvaal craton (Kröner et al., 2000; Poujol et al., 2003; Jaguin et al., 2012; Laurent et al., in revision). This event is associated with anatexis of the previously

emplaced TTGs (Laurent et al., in revision) and the deposition of detrital sediments in the greenstone belts (de Wit et al., 1993; Zeh & Gerdes, 2012).

(3) From 2800 to 2700 Ma, crustal thickening accommodated by north-verging thrusts (D_1 ; de Wit et al., 1992b, 1993; Smit et al., 1992; Passeraub et al., 1999) and associated intrusion of high-K biotite-bearing granites, especially the Turfloop batholith at ~2780 Ma (Kröner et al., 2000; Henderson et al., 2000; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision). This episode is related to high-grade, granulite-facies metamorphism that occurred at 2691 ± 7 Ma (Kreissig et al., 2001) and reached conditions of ~9.5 kbar and 850–1000°C (Perchuk et al., 1996, 2000a; Stevens and Van Reenen, 1992; Tsunogae et al., 2004).

(4) From 2700 to 2600 Ma, exhumation of the high-grade granulites along a system of steep, south-verging thrusts (D_2), associated with the Hout River Shear Zone (Kreissig et al., 2001). This structure now separates the granulite-facies rocks of the SMZ to the north, from the low-grade ones of the Kaapvaal craton to the south. During this event, the latter underwent prograde metamorphism up to amphibolite-facies conditions, at ~5 kbar and ~600°C (de Wit et al., 1992b; Passeraub et al., 1999; Perchuk et al., 2000b).

The Matok pluton (Figure 5.9c) is intrusive within the high-grade rocks of the Baviaanskloof gneisses and Bandelierkop complex. The latter represent high-grade (granulite-facies) counterparts of granitoids and greenstones of the adjacent Kaapvaal Craton (van Reenen and Hollister, 1988; Kreissig et al., 2000; Kramers et al., 2006). According to geochronological studies, the Matok pluton emplaced at ~2685 Ma (Laurent et al., in revision), shortly after the peak of metamorphism in granulite-facies conditions and at the onset of granulite exhumation.

5.2.3. Analytical procedures

All whole-rock analyses were performed on rock powder with grain size < 10 μm . Hand samples weighting 1–5 kg were reduced in chips within a jaw crusher and powdered in a tungsten swing mill at the University of Stellenbosch (South Africa). Using tungsten mills possibly induces contamination in transition elements such as Ni, Cr and Co. For this reason, the concentration of these elements in the Matok samples was not considered for any petrogenetic interpretation, except for 11 samples that were crushed in an agate swing mill at Laboratoire Magmas et Volcans, in Clermont-Ferrand (France).

5.2.3.1. Major elements

Major-elements compositions of samples were analyzed at ACME Laboratories in Vancouver (Canada). A mass of 0.2 g of rock powder was mixed with LiBO_2 , molten and subsequently dissolved in 14 N HNO_3 . The resulting solution was diluted and analyzed by ICP-AES. Multiple standard analysis of international standard SO-2 and sample replicates indicate that reproducibility is better than 1% relative for all major elements. Supplementary information on analytical procedures can be found at www.acmelabs.com.

5.2.3.2. Trace elements

Trace-element analyses were performed by ICP-MS also at ACME Laboratories in Vancouver (Canada), on the same diluted solutions as for major elements. Precious and base metals, including Pb, were analyzed after a simple digestion in Aqua Regia. Such a procedure yields unrealistically low Pb values presumably because of incomplete dissolution, so that Pb concentrations were not taken into account for any petrogenetic interpretation. Standard as well as sample replicates show that external reproducibility is generally better than 5% relative for most trace elements. Total procedure blanks are below detection levels for all the elements considered.

5.2.3.3. Sm–Nd isotopes

Sample preparation and analyses for Sm–Nd isotopes were conducted at Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand (France). ~0.1 g of sample proceeded following a classical $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4\text{-HCl}$ digestion procedure in screw-top Teflon vessel (Savillex®) on hot plates (75–125°C). Additional HF-HNO_3 digestion was performed at 210°C in high-pressure bombs in order to dissolve refractory phases like zircon. Sm and Nd chemical separation was realized through the “cascade” column protocol (AG50-X4, TRU Spec and Ln Spec columns) following the procedure described in Pin et al. (1994). The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio was determined by isotopic dilution, using a $^{150}\text{Nd}\text{-}^{149}\text{Sm}$ mixed spike ($^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 105.12$; $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 411.7$). Measurements were performed at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand, using a Thermo-Finnigan Triton thermal ionization mass spectrometer (TIMS). Nd and Sm were loaded onto double W and Re filaments, respectively. Raw signals in ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd and ^{150}Nd in one hand, and ^{147}Sm , ^{149}Sm and ^{152}Sm on the other

hand, were acquired simultaneously using multi-collector static mode. Raw Nd and Sm isotope ratios were mass-fractionation-corrected to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ and $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}=1.783135$ using an exponential law. The obtained isotopic Nd ratios were also corrected using a standard normalization, with the reference value of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5121$ for the JNDi-1 Nd standard. Repeated analyses of standards gave $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512101\pm5$ (2σ , Standard JNDi-1, $N=8$) and $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}=1.78316\pm4$ (2σ , Standard Sm-IC, $N=8$). All sample duplicates show values that are similar within these estimates of reproducibility. Total procedure blanks are generally <0.25 ng for both Sm and Nd.

5.2.4. *Geology of the Matok pluton*

Most of this section is based on field and microscopic observations, together with data from Rapopo (2010). The Matok pluton is a composite magmatic complex, where up to 12 varieties of plutonic rocks were recognized (Bohlender et al., 1992; Barton et al., 1992). However, according to field observations, they can be grouped into three main rock types (Figure 5.9c):

(1) Intermediate rocks of dioritic composition (Figure 5.10a). They are generally dark, equigranular and fine-grained (~ 1 mm). They are made up of sodic plagioclase (An_{20-25} , generally $>50\%$ modal) together with diopside and hypersthene that are quite common (up to 15% modal; Figure 5.10b). These minerals coexist with subordinate amounts of anhedral biotite, orthoclase and quartz as well as accessory apatite, zircon, magnetite, ilmenite, sulfides and primary carbonates. Frequently, both clino- and orthopyroxene are extensively replaced by amphibole (hastingsite and pargasite according to the classification of Leake et al., 1997) and biotite, respectively, leading to complete pseudomorph in some cases. Diorites frequently occur as dark, rounded enclaves, ranging in size between 0.1 and 100 m, within more felsic rocks (Figure 5.10g). The largest enclaves often show pillowed shapes and are sometimes injected by veinlets, similar in composition to the host rock. In addition, the contacts between these different rock types are always irregular in shape, and sometimes gradational, hybrid facies frequently occurring at the interfaces (Figure 5.10h). All these features are typical of the coexistence of magmatic phases above the solidus.

(2) Granodiorites, outcropping as mesocratic, medium- to coarse-grained rocks, generally porphyritic (Figure 5.10c). They contain large (1 – 5 cm) phenocrysts of orthoclase within a

matrix (0.5–1 cm) of alkali feldspar, oligoclase (An_{15-20}) and quartz, as well as mafic clusters mostly made up of green amphibole (hastingsite and pargasite) and brownish biotite together with abundant accessory minerals (apatite, allanite, zircon, ilmenite, magnetite; Figure 5.10d). Occasionally, amphibole contains relict cores of diopside. In turn, it is locally replaced by an assemblage of green biotite + epidote + quartz + oxides (Figure 5.10e). This reaction likely took place at magmatic temperatures, because epidote is generally euhedral and Fe-rich: its pistachite content ($Fe^{3+}/[Al+Fe^{3+}]$) is in the range 0.25 to 0.33, which is typical for magmatic epidote (Tulloch, 1979; Zen and Hammarstrom, 1984; Evans and Vance, 1987; Sial et al., 1999). The samples showing amphibole breakdown into biotite-epidote assemblages are also very rich in titanite, appearing as large (up to 2 mm) euhedral crystals (Figure 5.10e).

(3) Leucocratic monzogranites; most often they are coarse-grained and porphyritic (Figure 5.10f), with occasional rapakivi textures (K-feldspar phenocrysts mantled by plagioclase). Mineral assemblages are dominated by quartz, orthoclase and sodic plagioclase (An_{5-15}). Epidote, titanite, magnetite, apatite and zircon are very common.

In addition, the Matok pluton locally contains xenoliths of the surrounding high-grade TTG gneisses and greenstone lithologies (Bohlender et al., 1992; Barton et al., 1992; Kreissig et al., 2000). These are angular enclaves that generally range in size from 0.1 to 10 m, but a plurikilometric screen of metapelites from the Bandelierkop complex outcrops near the centre of the intrusion (Kreissig et al., 2000). Those metapelites are migmatitic, and monazite extracted from a leucosome yielded an age of 2663 ± 4 Ma, interpreted as that of the migmatization induced by intrusion of the Matok pluton (Kreissig et al., 2000). Finally, some rocks from the Matok pluton are intensely deformed, especially along the N'Tabalala and Matok shear zones (Bohlender et al., 1992; Kreissig et al., 2000). These structures are related to the D₂ thrust system of the Hout River shear zone that accommodated exhumation of the SMZ granulites, which led Kreissig et al. (2000) and Laurent et al. (in revision) to the conclusion that exhumation was a protracted process that occurred continuously during and after emplacement of the pluton.

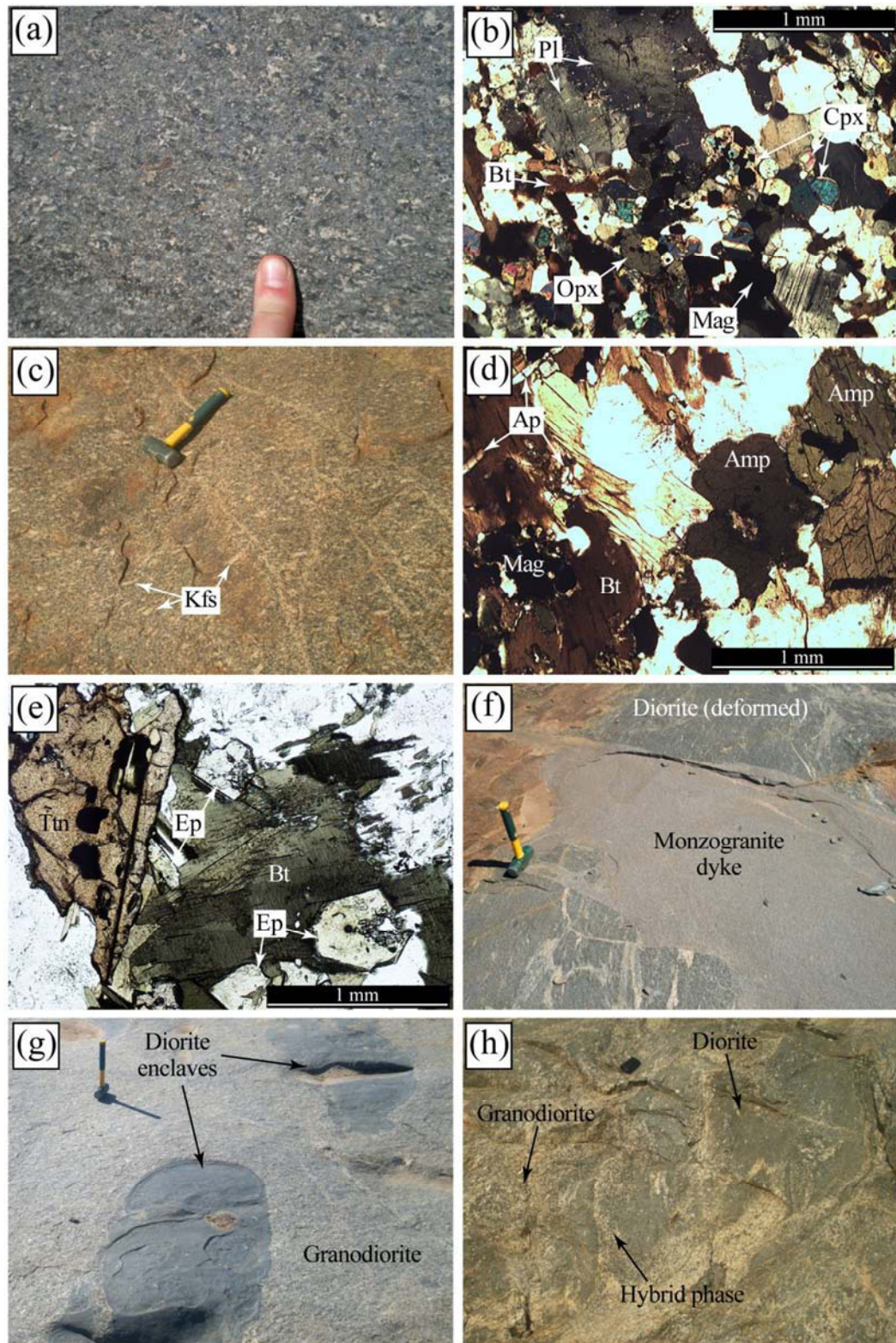


FIGURE 5.10: *Geology and petrography of the Matok pluton. (a) Typical dark, fine-grained and equigranular diorite; (b) photomicrograph of diorite MAT-17; (c) Typical texture of the porphyritic granodiorite; (d) Photomicrograph of granodiorite MAT-59 showing amphibole-biotite mafic clusters; (e) Photomicrograph of granodiorite MAT-13 showing biotite-epidote-titanite mafic clusters; (f) Homogeneous monzogranite dyke cross-cutting deformed diorite; (g) Rounded diorite enclaves enclosed within porphyritic granodiorite; (h) Mingling relationships between diorite and granodiorite. Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).*

Bohlender et al. (1992) and Barton et al. (1992) described the Matok pluton as a bimodal complex, consisting in both pyroxene-bearing and pyroxene-free rocks. According to these authors, pyroxene-bearing rocks (“enderbites” and “charno-enderbites”) represent melts crystallized under granulite-facies conditions, whereas pyroxene-free ones represent their low-grade counterparts. However, such an interpretation is inconsistent with petrographic observations, which show that the occurrence of pyroxenes is strongly correlated to the nature composition of the magma: they are by far most common in the most mafic samples (the diorites) than in any other rock type. Furthermore, amphibole-plagioclase thermobarometry, using the temperature-corrected Al-in-hornblende barometer (Anderson and Smith, 1995) coupled to the amphibole-plagioclase thermometer of Holland and Blundy (1994), yielded conditions of emplacement of 3–5 kbar and 700–775°C for all samples of the Matok pluton, including pyroxene-bearing ones. These conditions are far from those of peak metamorphism in the SMZ (>8 kbar, >850°C) but rather consistent with the retrograde path, supporting that the Matok pluton emplaced during exhumation.

As a result, the mineralogical differences between the different rock types of the Matok pluton are unrelated to the P – T conditions of emplacement and rather reflect variations of internal parameters during magma crystallization, such as $a_{\text{H}_2\text{O}}$, $f\text{O}_2$ and T_{melt} . In particular, the stability of pyroxenes in the diorites shows that they represent hot, water-poor and relatively reduced melts (Dall’Agnol et al., 1999a; Frost et al., 2000; Bogaerts et al., 2006; Frost and Frost, 2008). By contrast, the granodiorites and monzogranites likely represent H_2O -rich, CO_2 -poor and more oxidized magmas. Indeed, amphibole only occurs in such melt compositions for H_2O contents above ~5 wt.% (Dall’Agnol et al., 1999a; Bogaerts et al., 2006). The breakdown of amphibole into biotite- and epidote-bearing assemblages coexisting with titanite indicates even higher H_2O contents (Evans and Vance, 1987; Schmidt and Thompson, 1996) as well as oxidized conditions, above NNO buffer (Wones, 1989; Enami et al., 1993; Sial et al., 1999, 2008).

5.2.5. Geochemistry

Major and trace element analyses of samples from each petrographic group presented in Section 5.2.4 are presented in Appendix 4.

5.2.5.1. Major elements

Figure 5.11 reports the composition of samples from the Matok pluton in the classification diagrams proposed by Frost et al. (2001). They plot within the fields of metaluminous, calc-alkaline granitoids and straddle the boundary between the ferroan and magnesian fields in the diagram of FeO^* ($\text{FeO}_t/[\text{FeO}_t+\text{MgO}]$) vs. SiO_2 .

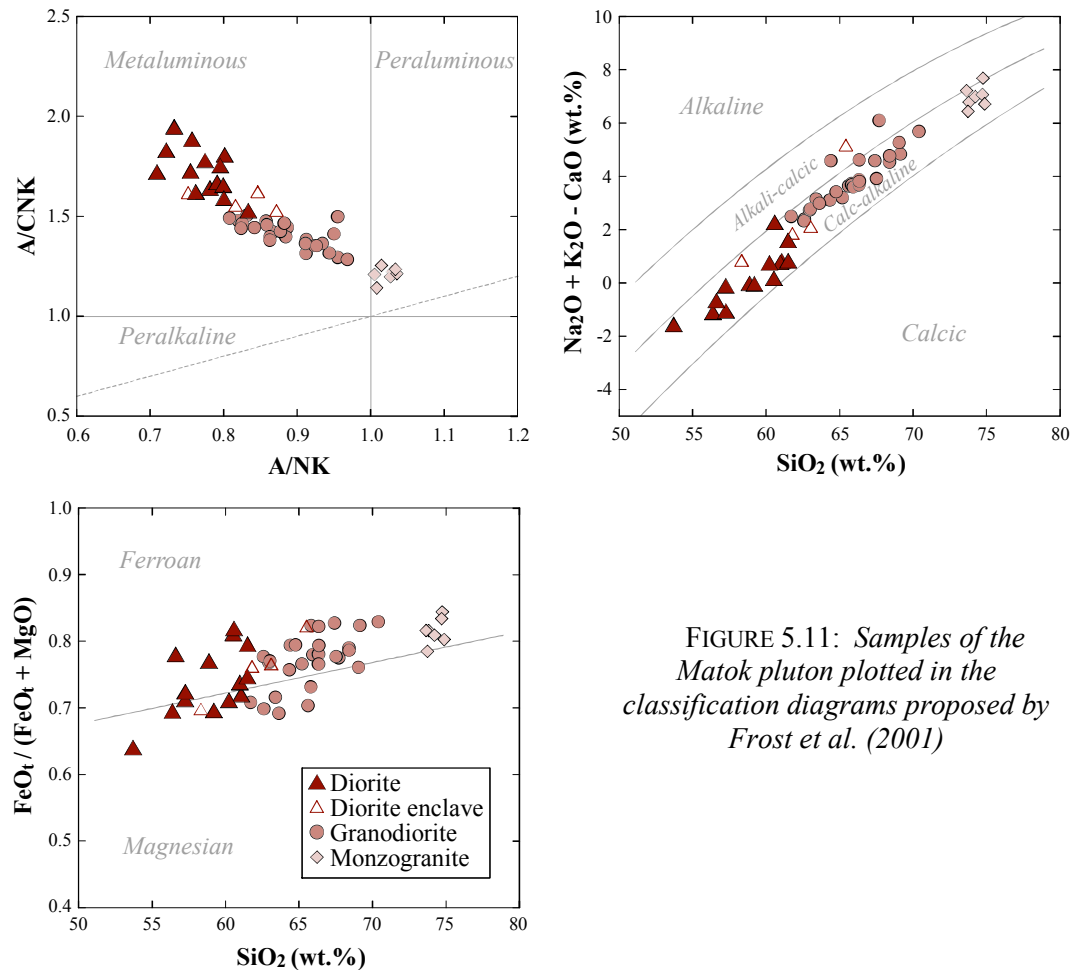


FIGURE 5.11: Samples of the Matok pluton plotted in the classification diagrams proposed by Frost et al. (2001)

All major oxides except the alkalis (Na_2O and K_2O) are negatively correlated with SiO_2 in Harker diagrams (Figure 5.12). The samples encompass a relatively wide range of SiO_2 contents (53–75 wt.%): the diorites are intermediate to mafic rocks with less than 62 wt.% SiO_2 , whereas the granodiorites are more felsic (60–70 wt.% SiO_2) and the monzogranites are restricted to silicic compositions (>68 wt.% SiO_2). They all show low Al_2O_3 contents (12–15 wt.%), whatever the silica content. The MgO concentrations are moderate in the diorites (up to 5 wt.%) and low in other rock types (<2 wt.%), whereas FeO_t contents are high

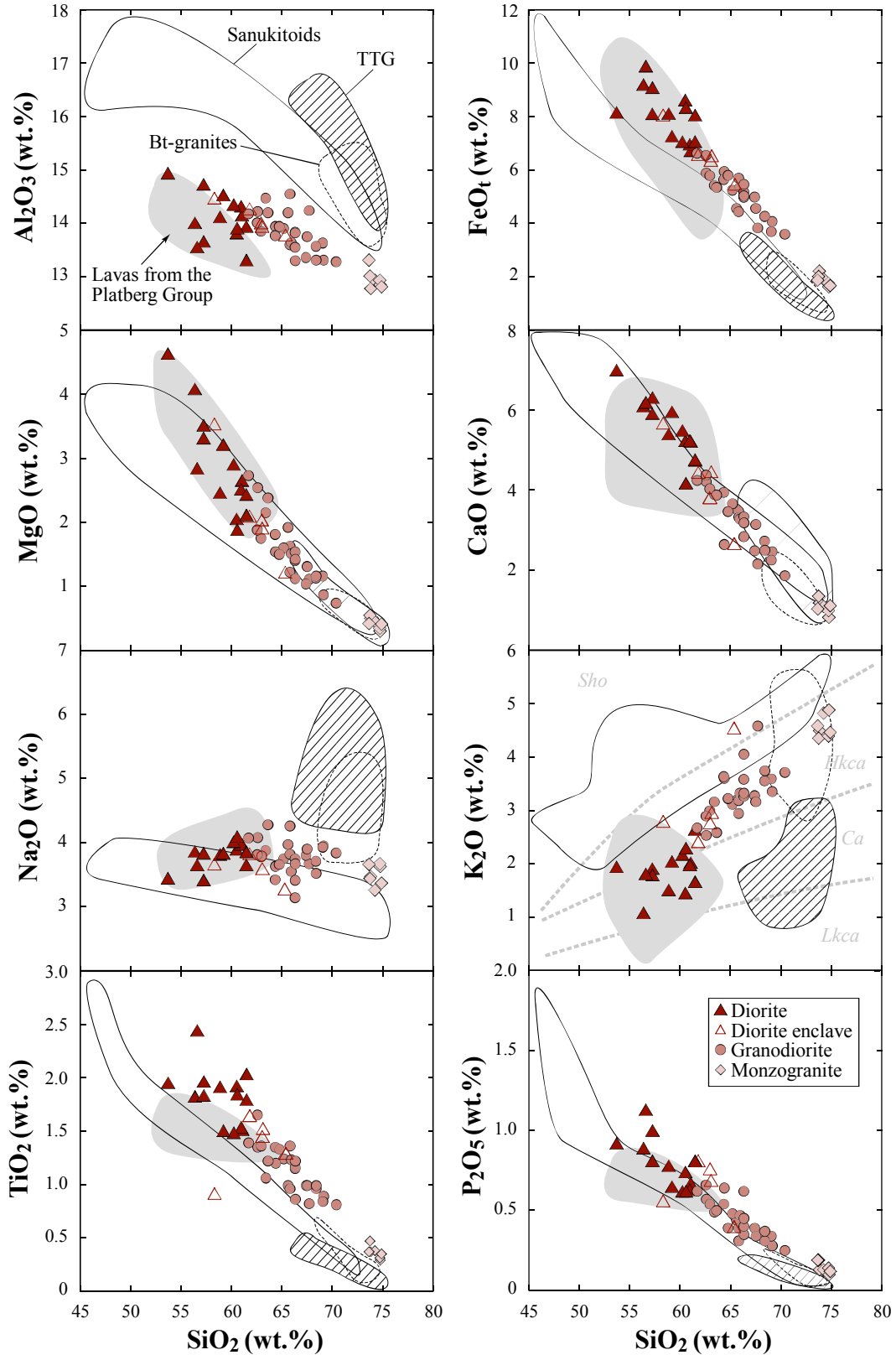


FIGURE 5.12: Samples of the Matok pluton plotted in Harker diagrams. Fields in the K_2O vs. SiO_2 diagram are after Peccerillo and Taylor (1976) (Sho = shoshonitic; Hkca = high-K calc-alkaline; Ca = calc-alkaline; Lkca = low-K calc-alkaline). The diorites are very similar in composition to lavas from the Platberg Group of the Ventersdorp Supergroup (data from Crow and Condie, 1988; Nelson et al., 1992; Altermann and Lenhardt, 2012).

(1.5–10 wt.%). Conversely, Mg# are as low as 0.2, even if it reaches 0.5 in the diorites. CaO concentrations range from 7 wt.% in the diorites down to <1 wt.% in the monzogranites. K₂O contents are scattered between 1 and 5 wt.%, leading to medium- to high-K calc-alkaline affinities following the nomenclature of Peccerillo and Taylor (1976), whereas Na₂O concentrations show much less variations (3.0–4.5 wt.%). Finally, the most mafic rocks bear very high concentrations in TiO₂ (up to 2.5 wt.%) and P₂O₅ (up to 1.2 wt.%). These concentrations decrease towards more differentiated rocks, reaching down to 0.2 and 0.05 wt.% in the monzogranites, respectively.

As shown in Figure 5.12, the major element content of the Matok pluton do not relate it to typical Archaean TTG or their melting products. However, their composition share several similarities with that of the Bulai sanukitoids (Laurent et al., 2011, 2012) that emplaced in the Central Zone of the Limpopo Belt. Noticeable differences are much lower Al₂O₃ and K₂O contents and higher concentrations in FeO_t and TiO₂. From that point of view, rocks from the Matok pluton rather look like A-type granitoids, which is consistent with their slightly ferroan signature. In addition, the diorites also display compositional affinities with volcanic rocks of the Ventersdorp Supergroup of South Africa, especially lavas from the Platberg Group (Rietgat, Makwassie and Goedgenoeg formations) and its lithostratigraphic counterparts (Clay & Condie, 1988; Nelson et al., 1992; Altermann & Lenhard, 2012). Interestingly, these volcanic rocks are broadly coeval with the Matok pluton, as they yield a zircon U–Pb SHRIMP age of 2709 ± 4 Ma (Armstrong et al., 1991). This indicates that lavas from the Ventersdorp Supergroup are likely volcanic counterparts of diorites from the Matok pluton.

5.2.5.2. Trace elements

The trace element concentrations are reported in mantle-normalized multi-element diagrams and REE patterns (Figure 5.13). A notable feature of these patterns is their high enrichment with respect to the primitive mantle (from 1 to 2 orders of magnitude for most elements whatever the rock type) as well as typical negative anomalies in HFSE (Nb, Ta and Ti, to a lower extent Zr–Hf and, which is less common, Th and U) as well as Sr and Eu. All rock types from the Bulai pluton show parallel trace element patterns.

Typically, concentrations are homogeneously high in the diorites and the granodiorites for the HFSE (Nb = 15–35 ppm; Zr = 400–850 ppm; Y = 40–75 ppm), the REE (La = 50–120

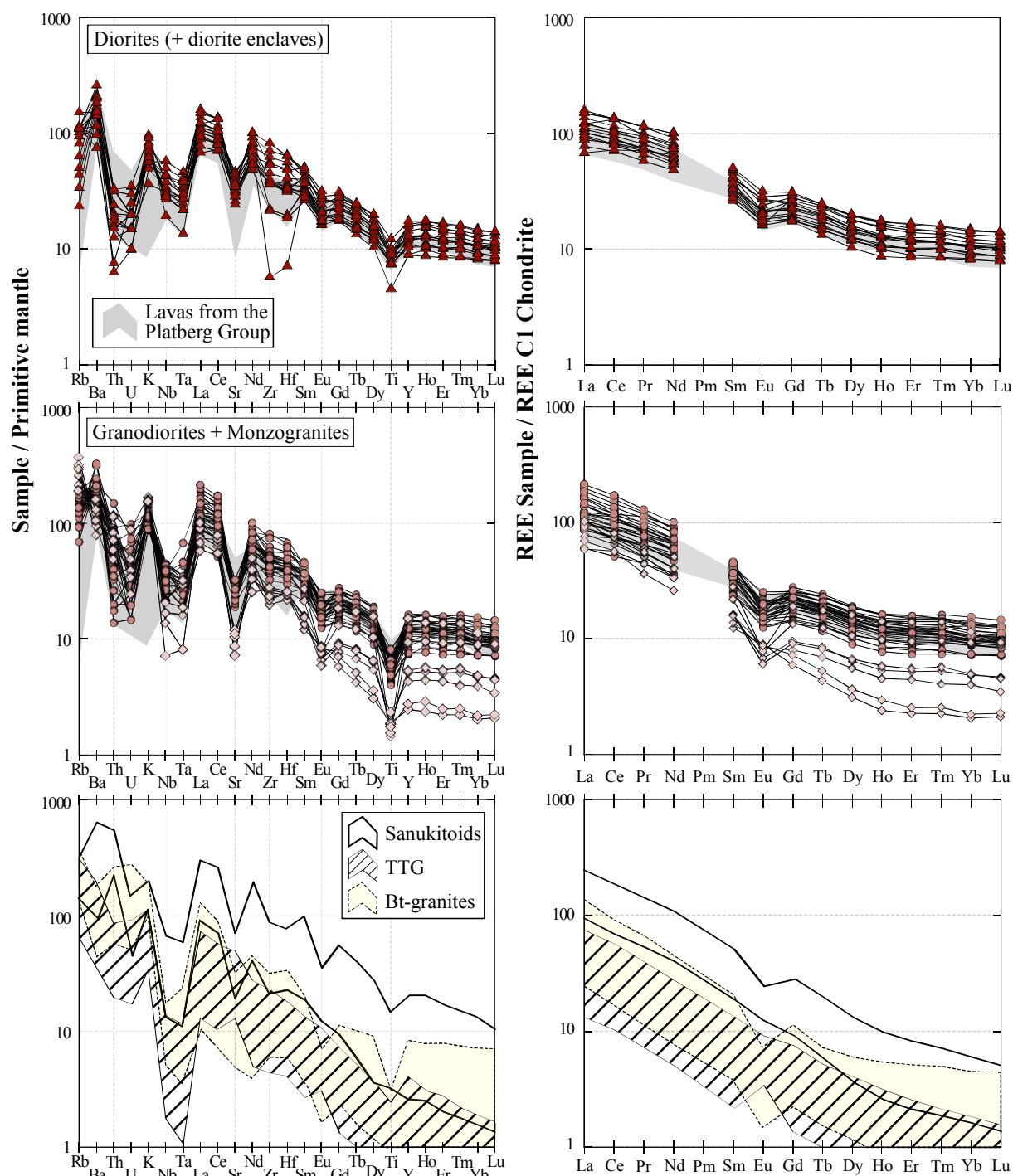


FIGURE 5.13: Multi-element and REE patterns of samples from the Matok pluton, compared with lavas from the Platberg Group (data from Crow and Condie, 1988; Nelson et al., 1992; Altermann and Lenhardt, 2012) and typical Archean plutonic rocks of the area (data from Kreissig et al., 2000; Henderson et al., 2000; Laurent et al., 2011 and unpublished data from Laurent, 2012). Normalization values are from the 'pyrolite silicate earth' of Sun and McDonough (1995) for the primitive mantle, and Sun and McDonough (1994) for C1 chondrites.

ppm; Gd = 7–17 ppm; Yb = 4–7 ppm) as well as Ba (1000–1600 ppm, excluding outliers) and are significantly lower in the monzogranites. Nevertheless, these trace element contents are

not clearly correlated with SiO_2 . By contrast, Sr contents decrease in course of differentiation: it is high in the diorites (>500 ppm), intermediate in the granodiorites (300–600 ppm) and lower in the monzogranites (<400 ppm). Rb and Th show the opposite behavior: their concentrations are low in the diorites (Rb <100 ppm; Th <3 ppm) and significantly higher in the granodiorites and monzogranites (Rb = 50–200 ppm; Th = 1–10 ppm).

From a general perspective, the trace-element signature of the granitoids from the Matok pluton does not relate them to any of the geochemical groups defined by Moyen et al. (2003). Their richness in HFSE and REE precludes any genetic link with TTGs or biotite granites (Figure 5.13). Their patterns are close to those of sanukitoids, especially because they are highly enriched with respect to the primitive mantle. However, they display significantly less fractionated REE patterns owing to higher HREE concentrations (except for 2 monzogranite samples), as well as a prominent, negative Eu anomaly: $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}^*$ ($\text{Eu}^* = \sqrt{\text{Sm}_\text{N} \times \text{Gd}_\text{N}}$) is always below 0.8 and down to 0.3 (Figure 5.13). By contrast, their trace-element patterns almost perfectly overlap those of the Platberg lavas (Ventersdorp Supergroup), further supporting that the latter represent the extrusive equivalents of diorites from the Matok pluton (Figure 5.13).

5.2.5.3. Sm–Nd isotopes

Measured Nd isotopic compositions and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios, as well as calculated initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, ϵ_Nd values and model ages (T_DM) are reported in Appendix 4.

The Sm–Nd isotope data plot along an isochron (Figure 5.14a) that is poorly defined (MSWD = 7.1) because of an outlier (sample MAT-34), but the calculated age of 2662 ± 250 Ma is very consistent with U–Pb dating (~2685 Ma; Laurent et al., in revision). Excluding sample MAT-34 for the calculation yields an obviously better fit (MSWD = 2.8) and an age of 2703 ± 160 Ma that is equally consistent with the U–Pb age (Figure 5.14a). These results strongly support that the Sm–Nd isotopic compositions in the granitoids of the Matok pluton are representative of those of the parental magma and were not disturbed by post-emplacement events.

All calculated initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios, using the average U–Pb age of 2685 Ma, are related to moderately negative ϵ_Nd values (Figure 5.14b), ranging between –2.7 and –3.8, except for sample MAT-34 that is even less radiogenic (ϵ_Nd of –4.6). Even if the studied samples span over the whole silica range of the magmatic suite, the initial isotopic

compositions do not show any variation when plotted as a function of SiO_2 . Indeed, all values are identical within error (all 2σ uncertainties on ϵ_{Nd} values are ± 0.8) and provide a weighted average of -3.3 ± 0.2 (MSWD = 1.6). These data are consistent with results of Barton et al. (1992) that obtained whole-rock ϵ_{Nd} values in the same range.

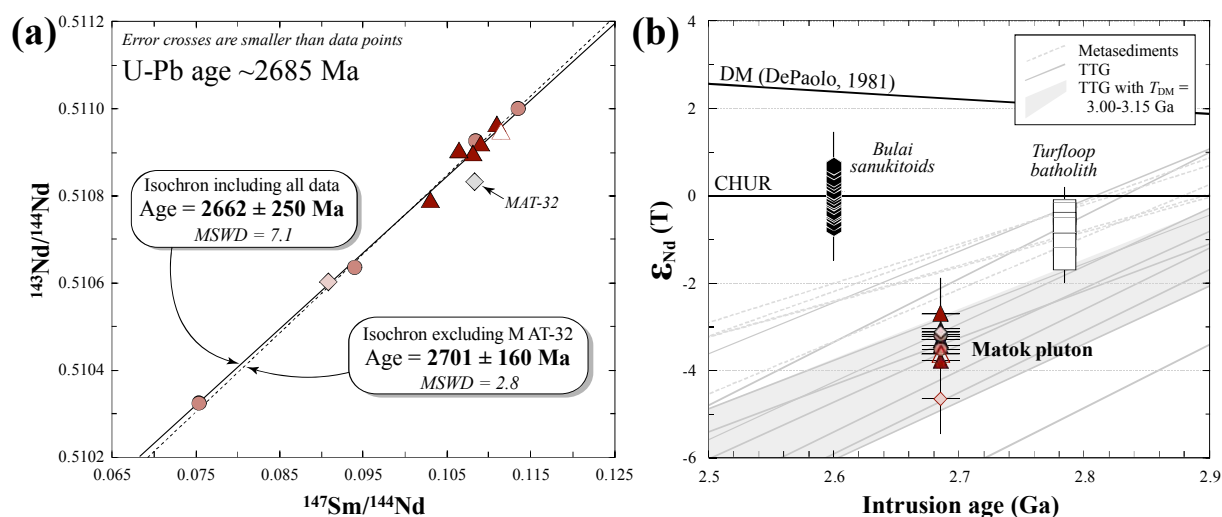


FIGURE 5.14: (a) Sm–Nd whole-rock isochrons for samples of the Matok pluton (calculated including MAT-32 or not) and (b) initial Nd isotopic signature, expressed as ϵ_{Nd} at 2685 Ma, compared with other archaean plutonic rocks of the area (data from Barton et al., 1992 and Kreissig et al., 2000 for TTG and metasediments; Henderson et al., 2000 for the Turfloop batholith and Laurent et al., 2011 for the Bulai sanukitoids).

The Nd initial isotopic compositions of samples from the Matok pluton are encompassed by those of local TTG gneisses from the Goudplaats–Hout River gneiss suite and the Baviaanskloof Complex (Figure 5.14b). Indeed, ϵ_{Nd} values of these units, calculated at 2685 Ma, are in the range -1.5 to -6.6 , most of the samples clustering between -3.0 and -5.0 (data from Barton et al., 1992; Kreissig et al. 2000; and unpublished data of O. Laurent). In addition, the model ages obtained for the Matok granitoids fall within a relatively small range between 2900 and 3050 Ma (see Appendix 4). Such model ages are comparable to those obtained from the TTG gneisses, as well as metasedimentary rocks from both the Kaapvaal greenstones and Bandelierkop Complex (2900–3050 Ma; Kreissig et al., 2000). Moreover, the model ages overlap the U–Pb age of most TTG gneisses in the area (~ 2950 Ma; de Wit et al., 1993; Kröner et al., 2000; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision) that correspond to a major crust-forming event. As a result, a local crustal component, extracted from the mantle between 2900 and 3050 Ma, likely played a major role in the petrogenesis of the granitoids

from the Matok pluton. This conclusion is consistent with results of Zeh et al. (2009), who report an ε_{Hf} of -3.9 ± 1.1 for zircons from one sample of the Matok pluton that is also consistent with an origin by reworking of older continental crust.

5.2.6. Discussion: origin of the Matok diorites

Barton et al. (1992) studied the geochemical and isotopic signatures of the felsic rocks from the Matok pluton and concluded that these rocks and the diorites cannot be cogenetic, except if the latter assimilated older crustal material in course of differentiation. Both hypotheses are challenged by very similar trace-element signatures in all rock types of the Matok pluton that share parallel patterns and no affinity with local granitoids (TTGs and biotite-bearing granites; Figure 5.13). In addition, these rocks are coeval, comagmatic and intimately associated in the field, which also supports the existence of a genetic link between them. As a result, we consider that granodiorites and monzogranites of the Matok pluton necessary derive from differentiation of the coeval diorites. On the other hand, assimilation of older crust (TTG, TTG-derived melts or metasediments) could have played a role in generating second-order variations. But such a process was subordinate, as it was not efficient enough to significantly alter the trace-element signature of the granodiorites and monzogranites, which are inherited from those of the diorites. Consequently, we consider than assessing the nature of the source and petrogenetic processes at the origin of the diorites provides insights into the ones of the whole magmatic suite, so that second-order differentiation processes will not be considered further.

A range of possible petrogenetic models will be tested and discussed in the following sections, namely:

- (1) melting of TTG gneisses;
- (2) crustal contamination of a mafic, mantle-derived melt;
- (3) melting of mafic lower crust;
- (4) involvement of enriched mantle-derived components.

5.2.6.1. Melting of TTG gneisses

It has been proposed that the geochemistry of diorites from the Matok pluton is consistent with an origin by melting of some portions of the surrounding Baviaanskloof TTG gneisses (e.g. Barton *et al.*, 1992). This would effectively account for their highly enriched trace-

element concentrations with respect to the latter, and explain the overlap between their isotopic signature and that of TTG crust at 2685 Ma (Figure 5.14b). However, such a hypothesis is not consistent with major-element compositions. Samples of the Baviaanskloof gneiss (and TTGs in general) are mostly silicic rocks with more than 65 wt.% SiO₂ (Barton et al., 1992; Kreissig et al., 2000; Kröner et al., 2000; and unpublished data of O. Laurent) whereas the diorites are intermediate to mafic in composition (SiO₂ < 62 wt.%). Therefore, they cannot derive by melting of felsic rocks: experimental melting of tonalitic to trondhjemitic material invariably produces granitic melts with SiO₂ in the range 65–80 wt.% (Patiño-Douce and Beard, 1995; Singh and Johannes, 1996; Skjerlie and Johnson, 1996; Watkins et al., 2007).

5.2.6.2. Origin of the diorites through crustal contamination

The generation of mafic to intermediate melts, bearing high trace element contents together with unradiogenic Nd isotopic compositions, could result from contamination of basaltic, mantle-derived melts by felsic crustal material. Such a process is often considered as a very common feature of present-day continental arc magmatism (e.g. Davidson, 1987; Hildreth and Moorbath, 1988; Vroon et al., 1993; Reagan et al., 2003; Handley et al., 2008). In the case of Matok pluton, reliable contaminants could be TTG gneisses and metasedimentary rocks (metapelites, metagreywackes) that are dominant rock types in the area. This hypothesis has been tested by modeling crustal contamination of basaltic melt generated from a depleted mantle source with $\epsilon_{\text{Nd}} = +2$ at 2685 Ma (Figure 5.15a).

The metasedimentary rocks are precluded, because their ϵ_{Nd} at 2685 Ma (ca. -1.5 ; Kreissig et al., 2000) is greater than that of diorites (-2.7 to -3.8). By contrast, the least radiogenic samples of TTG gneisses have ϵ_{Nd} values of -5 (at 2685 Ma), so that the average isotopic composition of the diorites can be reproduced by 25% to 65% contamination of the basaltic melt by such material. However, this contamination model cannot reproduce the extremely high Nd (and other trace element) concentration of the diorites, unless when 70% subsequent crystallization is considered and assuming a global distribution coefficient close to 0. Such values are totally unrealistic, so that this hypothesis must be rejected.

Additionally, the shape of trace element patterns of diorite samples does not mimic that of the TTGs. In particular, the diorites are featured by very high La/Th and very low Sr/Y, whereas trace element ratios in the TTGs show the opposite (Figure 5.15b). Therefore, the

involvement of crustal contamination must be discarded. Interestingly, Crow and Condie (1988) came to the same conclusion by studying geochemistry of the Platberg lavas from the Ventersdorp Supergroup, which show compositional overlap with the diorites for major and trace elements (see Section 5.2.5).

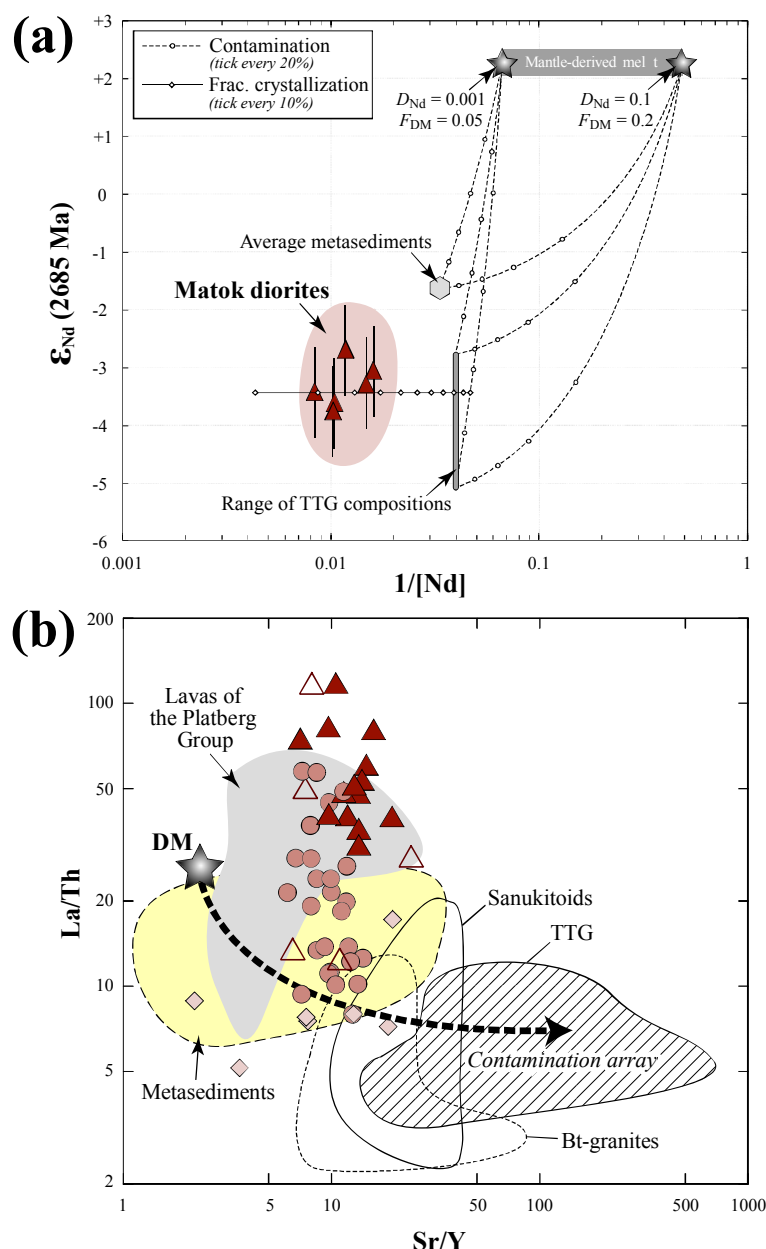


FIGURE 5.15: (a) Plot of ϵ_{Nd} at 2685 Ma as a function of $1/[Nd]$, showing contamination curves between a mafic, mantle-derived melt and local continental crust represented by metasediments and TTGs (data from Kreissig et al., 2000). The extreme compositions of the mafic melts were calculated using batch melting (equation of Shaw, 1976) of a depleted mantle source (data of Workman and Hart, 2005) for two different melt fractions (F_{DM}) and partition coefficients (D_{Nd}). The isotopic compositions of the diorites are adequately reproduced by 25 to 65% contamination of the mafic melt by TTG rocks with ϵ_{Nd} of ca. -5, but their high Nd concentrations requires up to 70% fractionation assuming $D_{Nd} = 0$ (fractional crystallization trend). (b) La/Th vs. Sr/Y diagram, showing that any contamination of mantle-derived components by local crust would give rise to low La/Th and/or high Sr/Y, unlike the Matok samples.

5.2.6.3. Melting of mafic lower crust

Diorites from the Matok pluton share some geochemical, petrographic features and conditions of crystallization with ferroan, A-type granitoids that are commonly interpreted as

generated from mafic, lower crustal sources (e.g. Chappel and White, 1974, 1992; Frost and Frost, 1997; Dall'Agnol et al., 1999a,b; Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Smithies et al., 2011). In the northern Kaapvaal craton, such rocks are only represented by amphibolites that are quite common, both in the greenstone belts and as bodies of various sizes embedded in the TTG gneisses (Brandl, 1986; Kreissig et al., 2000; Brandl et al., 2006; Robb et al., 2006). Therefore, the possible origin of the diorites by melting of such material is further explored.

Experimental work of analogue mafic sources in crustal conditions (3–10 kbar; Beard and Logfren, 1991; Rapp and Watson, 1995; Wolf and Wyllie, 1994; Sisson et al., 2005; Tatsumi and Suzuki, 2009) produces melts with major element compositions consistent with those of the diorites for relatively anhydrous environments (0.5–1.5 wt.% H₂O), high melting rates (>30%) and correlatively high melting temperatures (950 to 1150°C). Such conditions are consistent with the low H₂O contents predicted for the diorites on the basis of their mineralogical assemblages (see Section 5.2.3). Furthermore, the melting temperatures inferred from the experiments match the liquidus temperatures of the Matok Group diorites (978–1072°C), estimated using the apatite saturation thermometer of Watson and Harrison (1983). In addition, such high-temperature conditions are realistic in the context of the SMZ where peak metamorphic conditions in the lower crust ($P > 8$ kbar) reached temperatures up to 1000°C (Tsunogae et al., 2004) slightly before emplacement of the Matok Group granitoids.

We tested the possible derivation of the Matok diorites by melting of tholeiitic amphibolites from the northern Kaapvaal craton, represented by sample HRG-3 which major and trace element composition is reported in Appendix 4. This sample is a medium-grained, massive amphibolite, primarily made up of brown hornblende and plagioclase with minor quartz, apatite and magnetite. It is very typical of the amphibolite-facies mafic rocks that commonly occur throughout the northern Kaapvaal craton.

However, modeled trace element compositions of amphibolites-derived melts do not match those of the diorites (Figure 5.16a). In particular, the HFSE (Nb, Ta, Zr and Hf), LREE and Sr concentrations are far too low to account for the concentrations observed in natural samples. This shows that, if melting of amphibolites is considered as a reasonable process to generate such granitoids, such a source has to be already enriched in incompatible trace elements. Using the same melting parameters as for the previous model, we then calculated the trace element composition of the source required to generate the range of diorite compositions. The

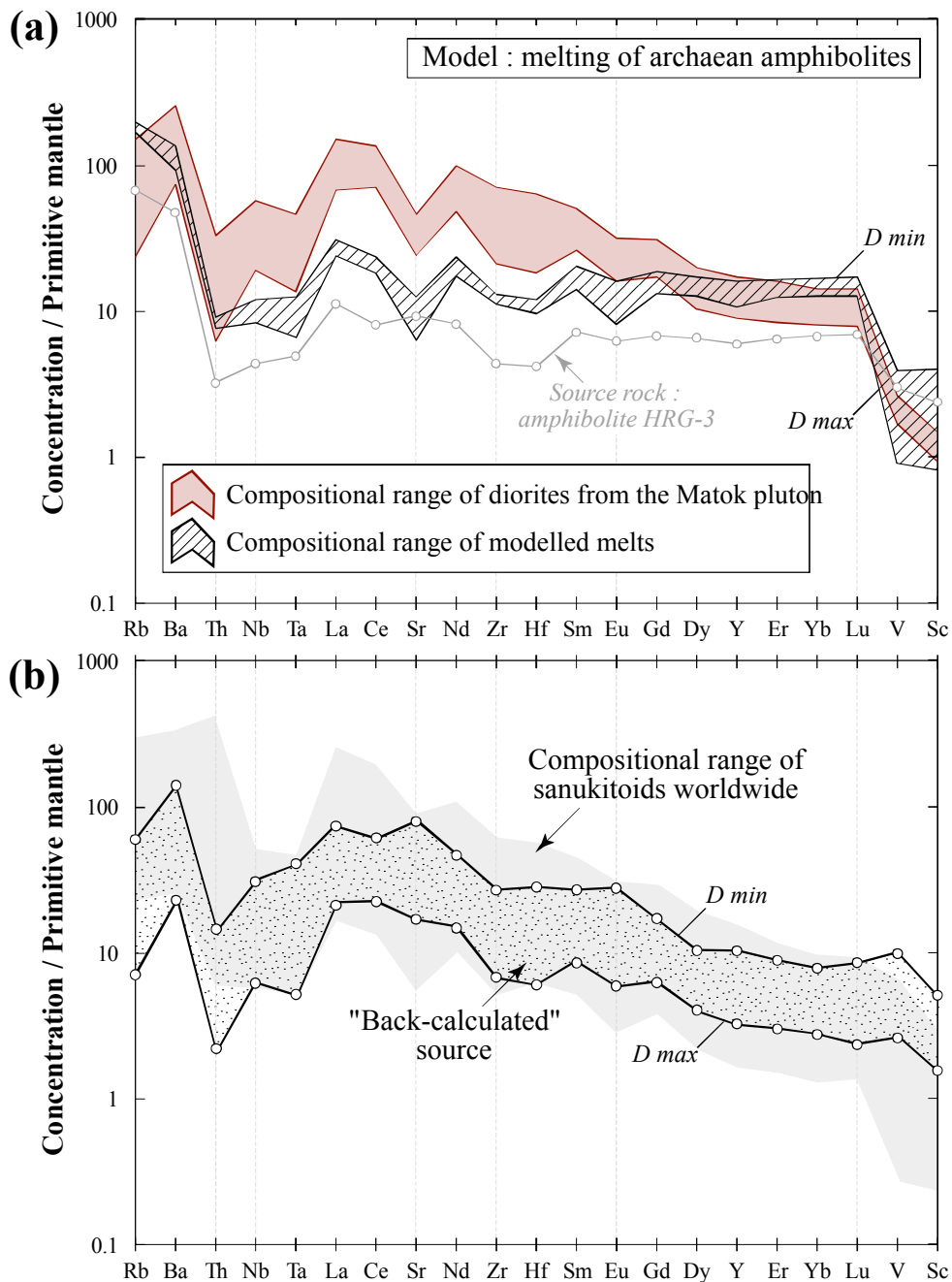


FIGURE 5.16: (a) Multi-element diagram with concentrations normalized to primitive mantle (normalization values as in Figure 5.13) where the trace-element composition of the diorites are compared to that of liquids derived from melting of tholeiitic amphibolites from the northern Kaapvaal craton. The latter were calculated using the batch melting equation of Shaw (1976) with a range of partition coefficients (database of Laurent et al., 2012) and initial source composition represented by sample HRG-3 of Laurent (2012). Residual mineral assemblage (60% plagioclase + 20% clinopyroxene + 10% orthopyroxene + 8% ilmenite + 2% magnetite) and mass fraction of liquid ($F = 0.33$) were estimated on the basis of experimental run HG385 of Tatsumi and Suzuki (2009) carried at 1100°C, 3 kbar and $H_2O = 1.14$ wt.%. (b) Calculated composition of the “ideal” source rock using the same melting parameters as for (a), and assuming that the composition of the resulting liquids are identical to those of Matok diorites.

compositional range of the resulting “back-calculated” source closely overlaps that of sanukitoids (Figure 5.16b). Thus, dehydration melting of a sanukitoid-like lower mafic crust, under relatively high temperatures, is a reliable process to generate the compositions of diorites from the Matok Group granitoids.

However, as discussed in Section 5, lavas from the Platberg Group are similar in composition to Matok diorites and, therefore, would derive from identical petrogenetic processes. These lavas occur throughout the Ventersdorp Basin, which covers more than 10^5 km^2 (van der Westhuizen et al., 2006). This would imply that a considerable volume of sanukitoid-like lower crust melted to give rise to these magmas, which is somewhat unlikely. Indeed, with the exception of the small ($\sim 200 \text{ km}^2$) Bulai pluton in the Central Zone of the Limpopo Belt (Laurent et al., 2011), such sanukitoid-like, mafic components are not even exposed in the area, questioning the reality of their widespread presence at lower crustal levels. As a result, an alternative petrogenetic process must be considered for the Matok diorites and their extrusive counterparts.

5.2.6.4. Involvement of a sanukitoid liquid

Previous discussion has shown that the genesis of the Matok diorites must involve lower crustal melting of mafic rocks, in order to generate such ferroan, water-poor and high-temperature magmas (see Section 5.2.6.3). But it also requires the contribution of sanukitoid-like material that would have imparted its enriched trace element signature to the diorites. In the previous model, both components were considered together as a unique source rock, but another possibility involves the interaction between sanukitoid liquids and lower crustal melts. Modeling shows that the trace-element patterns of the diorites are adequately reproduced by such a process, using mixing proportions of 1:4 between sanukitoids and lower crustal melts (Figure 5.17). The latter are represented by the liquid obtained using a tholeiitic amphibolites as the source (see Section 5.2.6.3 and Figure 5.16), whereas the enriched component is similar in composition to sanukitoids.

Such a model is also supported by major element geochemistry. We calculated the composition of a mixture between the sanukitoids of the Bulai pluton and an experimental melt derived from melting of a mafic, tholeiitic basalt (Tatsumi and Suzuki, 2009). Mixing proportions are identical to those deduced from trace element modeling. Results show that the SiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MgO and TiO_2 contents of the mixture fall within the range of diorite

compositions (Table 5.1). By contrast, CaO contents are slightly too high, whereas Na₂O and K₂O contents are too low. This presumably results from high CaO and low alkali contents in the starting material of experiments by Tatsumi and Suzuki (2009) that might not be representative of the natural composition of archaean tholeiitic amphibolites in the northern Kaapvaal. As a result, intrusion of sanukitoid liquids in the lower crust, where they subsequently mix with melts derived from local mafic lithologies, is a reasonable scenario for the origin of diorites from the Matok pluton. Such a mixing process would have been efficient enough to generate homogeneous batches of dioritic melts, and so would have taken place above liquidus conditions (Barbarin, 2005), i.e. at temperatures of at least 1000°C, considering the liquidus temperatures previously calculated. This is possible only if we consider that such mixing occurred deep in the crust.

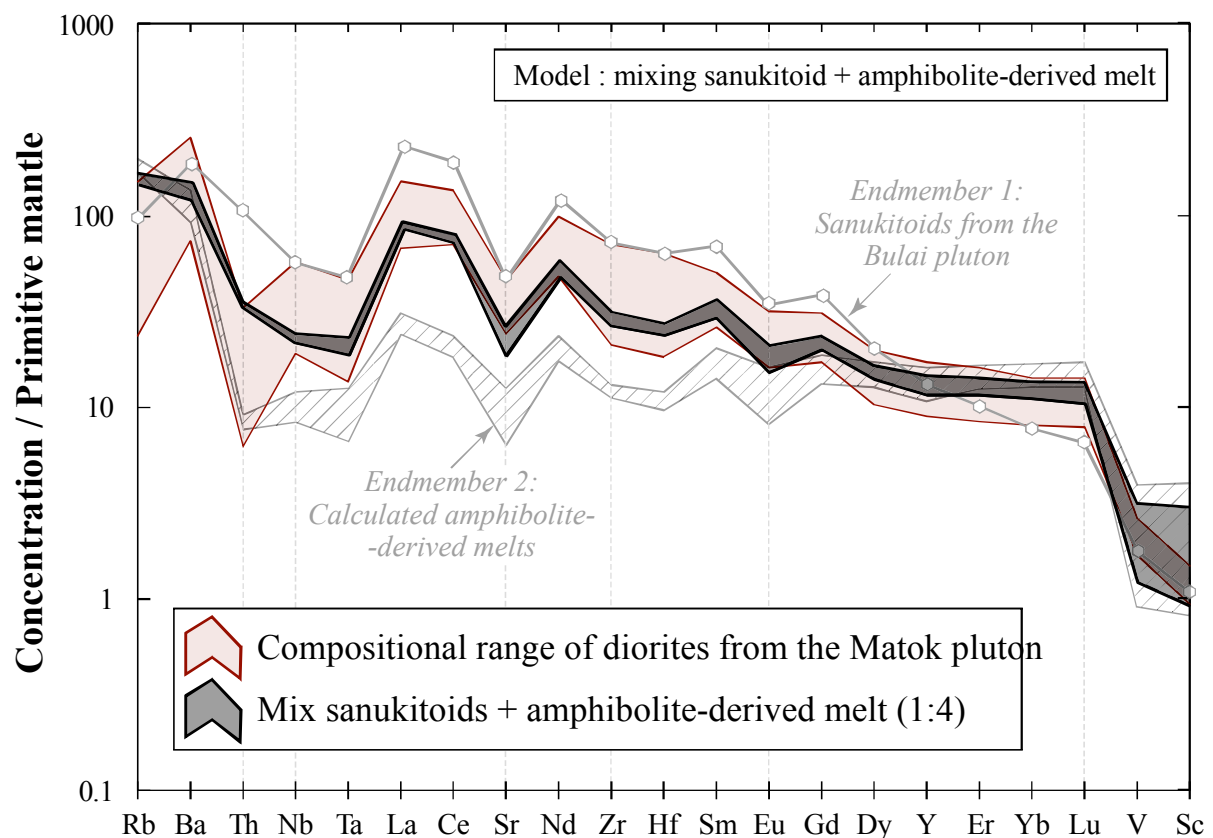


FIGURE 5.17: Results of the mixing model between the amphibolite-derived melt (calculated as described in caption of Figure 5.16a) and average composition of mafic sanukitoids (SiO₂ = 46–57 wt.%) from the Bulai pluton (Laurent et al., 2011), presented in multi-element diagrams (normalization values as in Figure 5.13). The resulting compositional range reasonably well fit that of diorites from the Matok pluton.

TABLE 5.1: *Major-element composition of the mixing product between Bulai sanukitoids and experimental melt of amphibolite in the proportions 1:4. The result is compared to the compositional range of diorites from the Matok pluton.*

	Sanukitoids, Bulai pluton ^a	Experimental melt of amphibolite ^b	Mixing product	Compositional range of diorites
Proportions	0.2	0.8		
Major oxides (wt.%) ^c				
SiO₂	53.63	58.89	57.83	55.16–62.29
TiO₂	1.82	1.22	1.34	0.91–2.45
Al₂O₃	18.14	14.76	15.23	13.67–15.31
FeO_T ^d	8.49	9.15	9.01	7.77–10.34
MgO	3.95	4.34	4.26	2.05–4.73
CaO	7.61	8.86	8.61	4.76–7.15
Na₂O	3.77	2.35	2.64	3.43–4.14
K₂O	2.60	0.44	0.87	1.07–2.80

^aAverage of 7 samples (monzodiorites and enclaves) from Laurent et al. (2011).

^bComposition of the liquid in experiment HG385 of Tatsumi and Suzuki (2009) that was also used to estimate phase relationships for purposes of trace-element modeling (see Figure 5.16).

^cAll compositions recalculated on anhydrous basis.

^dAll iron expressed as FeO.

5.2.6.4. Nature and age of the enriched mantle component

The model assumed to account for the geochemistry of diorites from the Matok Group (see Section 5.2.6.3) involves a sanukitoid-like component derived from an enriched mantle source. Such a component shows close compositional similarities with the mafic rocks of the Bulai pluton that is intrusive in the Central Zone of the Limpopo Belt (see Figure 5.17 and Table 5.1). These rocks derive from a hybrid mantle, previously enriched by sediment-derived melts (Laurent et al., 2011). Consequently, we propose that the crustal component that played a role in the genesis of the diorites of the Matok Group and their differentiation products (granodiorites, monzogranites) was incorporated to the mantle as sedimentary material. Consistently, the trace-element patterns of the diorites are globally parallel to that of sedimentary rocks of the area, especially shales, reported by Kreissig et al. (2000): such as the Matok diorites, these rocks notably display lower Sr/Y and greater La/Th than any other rock type in the area (see Figure 5.15). By contrast, TTGs cannot represent the metasomatic agent, especially because of highly fractionated HREE profiles, no negative Eu anomalies and high Sr/REE and Sr/HFSE ratios.

The initial isotopic signature of the diorites can be considered as identical as that of the sanukitoid liquid that was involved in their genesis. Indeed, such a liquid is one order of magnitude richer in Nd (~150 ppm) than the amphibolite-derived melt (10–20 ppm; see Figure 5.17), so that the isotopic composition of the mixture would be largely dominated by that of the former, even if its mass fraction is only 20%. Consequently, the timing of mantle enrichment can be directly modeled using the initial isotopic signature of the diorites. The results of such modeling are present in Figure 5.18. It shows that:

(1) The ϵ_{Nd} values of the diorites from the Matok pluton at 2685 Ma (–2.7 to –3.8) cannot be reproduced if the enrichment event took place before 3050–3100 Ma, because it would imply that the crustal component had more radiogenic values than the depleted mantle.

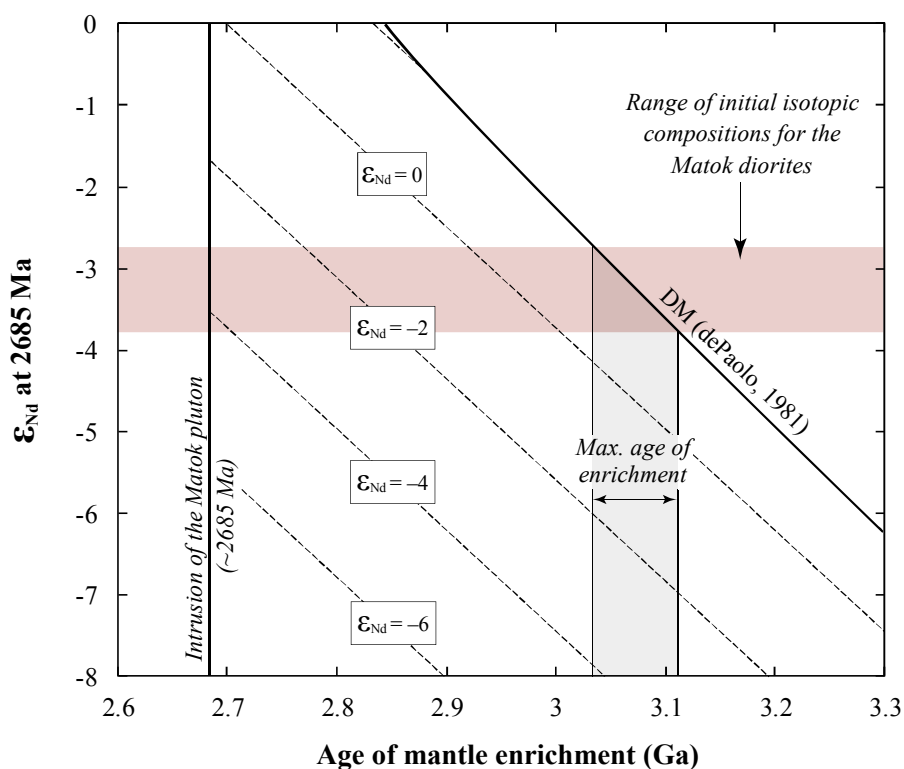


FIGURE 5.18: Modelling of the isotopic composition at 2685 Ma of an enriched mantle source formed by mixing between depleted mantle (DM) and a crustal component with various isotopic signatures ($\epsilon_{\text{Nd}} = +2$ to -6) at the time of enrichment, each one being represented by a dashed line. The “DM” curve represents the maximum possible ϵ_{Nd} value for the mixture. The composition of the hybrid mantle at the time of enrichment was calculated assuming $[\text{Nd}] = 0.58$ ppm for DM (Workman and Hart, 2005) and $[\text{Nd}] = 30$ ppm for the enriched component (average of metasediments from the northern Kaapvaal; Kreissig et al., 2000), and using the equation of dePaolo (1981) to determinate ϵ_{Nd} of DM. The isotopic composition at 2685 Ma was calculated considering radioactive decay without any perturbation, and using an average “crustal” $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of 0.105 (average of all data from Kreissig et al., 2000; Henderson et al., 2000 and this study) considering that this ratio in the hybrid mantle is fully overprinted by that of the enriched component.

(2) The ϵ_{Nd} of this crust-derived component is necessary in the range +2 to –4 at the time of hybridation with the mantle. Importantly, continental crust of the Pietersburg block (represented by TTGs and metasediments) shows ϵ_{Nd} values within this range throughout the inferred time span for mantle enrichment (3100–2700 Ma; Figure 5.14b).

Therefore, we consider that the sanukitoid-like component involved in the genesis of the Matok pluton derive from a mantle source hybridized with local crustal components, of metasedimentary origin, between 3100 and 2700 Ma. Lavas from the Platberg group display the same Nd isotopic signature as the diorites (Nelson et al., 1992; Altermann and Lenhardt, 2012), so that they likely derive from similar processes. This is consistent with the results of Crow and Condie (1988) that pointed out the involvement of enriched mantle in the genesis of these lavas. The Ventersdorp Supergroup covers a very wide area ($\sim 3 \cdot 10^5 \text{ km}^2$; van der Westhuizen et al., 2006), which demonstrates that this episode of mantle enrichment beneath the Kaapvaal craton was spatially widespread.

5.2.7. Geological implications

5.2.7.1. Late-Archaean evolution of the Kaapvaal craton

The nucleus of the Kaapvaal craton, now represented by granite-greenstones terranes in the Barberton Mountain Land, Ancient Gneiss Complex of Swaziland as well as Johannesburg and Vredefort domes, formed and stabilized between ~ 3600 and ~ 3100 Ma (e.g. de Wit et al., 1992; de Ronde and de Wit, 1994; Poujol et al., 2003; Zeh et al., 2009). Subsequently, crustal accretion and recycling became prominent in the western and northern margins of the Kaapvaal craton between ~ 3100 and ~ 2600 Ma. This evolution is well constrained in the time range 3100–2800 Ma: according to previous studies, crust accretion proceeded as arc-continent, “Cordilleran-style” collision at the edges of the craton (e.g. Poujol and Robb, 1999; Poujol et al., 2003), and is associated with the simultaneous development of the Witwatersrand basin as a foreland, intracratonic deposition area (de Wit et al., 1992; Poujol et al., 2003; Eriksson et al., 2009; Zeh et al., 2009). By contrast, the geodynamic processes that operated between 2800 and 2600 Ma are not yet clear. Some authors, based in particular on the metamorphic, structural and lithological evidence outlined in Section 5.2.2, advocated that this period is related to continent-continent collision between the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, giving rise to the Limpopo belt (e.g. van Reenen et al., 1987; Roering et al., 1992).

On the other hand, Poujol et al. (2003) proposed that the geological evolution between 2800 and 2650 Ma is mainly linked to craton-wide extension, as recorded by post-tectonic granitoids as well as by rift-related volcanism and sedimentation of the Ventersdorp supergroup.

This petrogenetic study of the Matok diorites provides new insights into the late-Archaeon evolution of the northern Kaapvaal craton. Indeed, the genesis of these rocks requires erosion of earlier crust from the Pietersburg block and recycling of the resulting sediments into the mantle. Destructive plate margins, and therefore, convergent tectonics, provide an adequate geodynamic setting for such processes. This assumption is supported by the geological evolution of the Pietersburg block. Crustal thickening and reworking occurred before the emplacement of the Matok pluton, as evidenced by (i) the intrusion of ~2780 Ma-old K-rich granites such as the Turfloop batholith and associated intrusions that derive from melting of older TTG (Kröner et al., 2000; Henderson et al., 2000; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision) and (ii) northward thrusting, related to the D₁ deformation event, which age is bracketed between 2800 and 2700 Ma (de Wit et al., 1992, 1993; Smit et al., 1992; Passeraub et al., 1999; Robb et al., 2006). This tectonomagmatic event was followed by high-grade granulite-facies metamorphism in the SMZ at ~2700 Ma (Kreissig et al., 2000), subsequent granitoid emplacement with involvement of enriched mantle sources (Matok pluton and associated intrusions) and, finally, deposition of the basal sequences of the Transvaal Supergroup at ~2650 Ma (Walraven and Martini, 1995; Eriksson et al., 2006). Waning stages of this evolution are linked with final exhumation of the SMZ granulites that lasted until 2600 Ma (Kreissig et al., 2000).

This succession of geological events unlikely results from extension tectonics only. It rather points to an evolution from convergence to collision and, finally, to extension (the latter taking place between 2700 and 2600 Ma and not as early as 2800 Ma). Consequently, we propose that the late-Archaeon evolution of the Pietersburg block is related to continent-continent collision. The colliding block was likely located northwards, and is presumably represented by the Central Zone of the Limpopo belt that formed between 3400 and 3100 Ma and also underwent a major tectono-metamorphic overprint in the late-Archaeon (Hofmann et al., 1998; Kröner et al., 1998, 1999; Zeh et al., 2004, 2009, 2010; Kramers et al., 2006; Millonig et al., 2008; van Reenen et al., 2008). As pointed out by Zeh et al. (2009), this event

is slightly younger in the Central Zone (2600–2700 Ma) than in the Pietersburg block (2650–2750 Ma). We tentatively suggest that this age difference results from progressive northward migration of the collisional belt linked with ongoing convergence.

Consequently, we propose that the late-Archaean evolution of the Pietersburg block is linked with continental collision between the Kaapvaal craton and an exotic crustal segment now represented by the Central Zone of the Limpopo belt. This geodynamic setting provides an adequate environment for erosion of crustal rocks of the Pietersburg block along a destructive plate margin, presumably related to southward verging subduction systems, which also allows efficient recycling of the sedimentary material within the mantle and enrichment of the latter. The hybrid mantle would then contribute to the genesis of granitoids like the Matok pluton during late- to post-collisional settings, which is a very common feature in similar post-archaeo environments (e.g. Picher, 1987; Liégeois et al., 1998; Barbarin, 1999; Debon & Lemmet, 1999; Janousek et al., 2000, 2004; Roberts et al., 2000; Bonin, 2004; Slaby & Martin, 2008; Clemens et al., 2009; Fowler & Rollinson, 2012).

5.2.7.2. The origin of granulite-facies metamorphism

Granulite-facies metamorphism in the SMZ at ~2700 Ma is not related to significant crustal thickening, as pressure did not exceed 10 kbar (Perchuk et al., 1996, 2000a; Stevens and Van Reenen, 1992; Tsunogae et al., 2004). Therefore, high-temperature metamorphism cannot result from steady-state equilibration of a deep crustal root with the surrounding mantle (Kramers et al., 2001). As a result, an external heat source is needed to account for abnormally high geothermal gradients at that time.

As pointed out in Section 5.2.6.3, the genesis of diorites from the Matok pluton necessarily implies high-temperature melting in the lower crust, and mixing between the resulting melts and mantle-derived ones. Such an environment is very similar to the model of “Deep Crustal Hot Zones” of Annen et al. (2006), in which protracted intrusion of mantle-derived basaltic magmas promotes extensive melting of the lower crust. As highlighted by Annen et al. (2006), it is very likely that both components interact to give rise to a compositionally wide range of intermediate to felsic melts. This model has been proved efficient to generate, within only a few million years after the onset of basalt intrusion, the high temperatures (up to 1100°C) and high melting degree (up to 60%) of an amphibolitic protolith required to produce the crust-derived component of the Matok diorites (Annen et al., 2006). Interestingly, in that

case, the resulting melts (i) are relatively dry (<1 wt.% H_2O), which is also expected for the melt that played a role in the genesis of the Matok diorites, and (ii) display low viscosities, such that they would efficiently mix with the intruding, mantle-derived sanukitoids.

Consequently, we postulate that the Matok diorites were generated in such a “Hot Zone”, which in turn provided the required heat to induce granulite-facies metamorphism with temperature in the range 800–1000°C. In the case of the northern Kaapvaal craton, the “Hot Zone” likely generated by continuous intrusion in the lower crust of mantle-derived melts now represented by the first cycle of lavas of the Ventersdorp Supergroup (Klipriviersberg Group), emplaced between ~2750 and ~2700 Ma (Walraven et al., 1990; Armstrong et al., 1991; Altermann and Lenhardt, 1992). These lavas display OIB-like geochemistry, suggesting that they generated by melting of a mantle plume (e.g. van der Westhuizen et al., 2006). Following Crow and Condie (1988), we rather propose that they originate from an upwelling asthenospheric mantle subsequent to subduction and continental collision, possibly owing to “slab breakoff”. Indeed, such a process was already invoked as a trigger for melting of previously enriched mantle and genesis of sanukitoids (Lobach-Zhuchenko et al., 2008; Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2010). In the case of the Kaapvaal craton, it allows the generation of voluminous mantle-derived melts, initiation of the “Hot Zone” and heating of the previously enriched mantle to give rise to sanukitoid melts. The latter subsequently mix in the “Hot Zone” with lower crustal liquids, giving rise to the parental magmas for diorites of the Matok pluton and lavas of the Platberg group that erupted after the Klipriviersberg ones.

Such a model accounts for the succession of magmatic, metamorphic and tectonic events in the northern Kaapvaal craton, and provides an explanation for the heat source at the origin of granulite-facies metamorphism in the SMZ. Finally, it shows that geodynamic processes comparable to modern-style convergent-collision cycles took place at the northern edge of the Kaapvaal craton at the end of the Archaean.

5.2.7.3. Implications for classification of late-Archaean magmatism

The samples from the Matok pluton share unequivocal petrographic and compositional characteristics with sanukitoids. However, some key geochemical features of these granitoids, including their major element compositions and REE patterns, lead to a mismatch with the geochemical definition of the sanukitoid suite proposed by Heilimo et al. (2010). Thus, they rather belong to “marginal sanukitoids” that were described worldwide (e.g. Whalen et al.,

2004; Steenfelt et al., 2005; Almeida et al., 2011; Mikkola et al., 2011b). Such magmas define a broad group that does not fit within the classical typology of late-Archaeon magmatism (Moyen et al., 2003) that, therefore, needs reassessment.

Sanukitoids are classically interpreted as deriving from hybridation between mantle peridotite and a melt of TTG composition (Stern et al., 1991; Smithies and Champion, 2000; Moyen et al., 2001; Martin et al., 2005, 2009; Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2010; Rapp et al., 2010). Within the sanukitoid “family”, two subgroups can be defined on the basis of distinct petrography and geochemistry. The high-Mg, moderately HFSE-rich “low-Ti” sanukitoids derive from a one-step hybridation between TTG melts and peridotite (Martin and Moyen, 2002; Moyen et al., 2003; Martin et al., 2009). By contrast, the highly HFSE-rich and moderately Mg-rich “high-Ti” sanukitoids result from a two-step process, i.e. melting of a hybrid mantle assemblage resulting from consumption of the felsic melt by metasomatic reactions (Moyen et al., 2003; Martin et al., 2009; Laurent et al., 2011).

Steenfelt et al. (2005) and Mikkola et al. (2011b) proposed that “marginal sanukitoids” were generated through similar processes, i.e. interactions between mantle peridotite and a component rich in incompatible elements. In that case, observed differences would result from a different nature of the metasomatic agent. For example, Steenfelt et al. (2005) concluded that the geochemistry of monzodiorites from the North Atlantic Craton, in Greenland, result from hybridation between the mantle and a carbonatitic melt. On the other hand, hybridation between mantle peridotite and an enriched phase unrelated to TTG, typically sediment-derived fluids or melts, has been proved efficient to generate magmas that match the definition of sanukitoids (Halla, 2005; Laurent et al., 2011). Consequently, depending on the nature of the percolating fluid or melt in the mantle, the magmas resulting from the hybridation could belong or not to the sanukitoid series, which does not make sense. We rather propose that every late-Archaeon magma type that involve the interactions, at mantle levels, between peridotite and an enriched component (either fluids, silicate or carbonatitic melts derived from a wide range of materials) should be referred to as “sanukitoids”, even if they do not perfectly match the geochemical definition of Heilimo et al. (2010).

By contrast, the origin of diorites from the Matok Group is not uniquely rooted in the mantle. It certainly involves a sanukitoid component, but the latter would have extensively interacted with melts deriving from mafic lower crust. Similarly, the origin of the late-Archaeon “leucogranodiorite-granite suites” of the Amazonian Craton, in Brazil, involves

mixing between a sanukitoid-derived component and TTG-like melts (Almeida et al., 2011). In the same way, interactions between a sanukitoid melt and older crust would account for the geochemistry of high-K granitoid suites in the western Superior Province, in Canada (Whalen et al., 2004). The common feature of these three models is the interaction between sanukitoids and purely crust-derived components, giving rise to a wide range of granitoids, depending on the nature of the involved crustal material. Such processes contrast with the petrogenesis of “true” sanukitoids, where the hybridation process takes place in the mantle and for which the evolution towards silicic compositions at shallow, crustal levels does not require a large contribution of pre-existing continental material (Laurent et al., 2012).

Therefore, the typology of late-Archaeon magmatism should be reappraised accordingly. In the light of previous studies and terminology issues discussed above, the late-archaeon magmatic record must be divided in three groups:

(1) Purely crust-derived melts, mostly represented by biotite-granites, and occasionally by two-mica granites that formed by melting of TTG gneisses or supracrustal material, respectively (Moyen et al., 2003). Some granitoids derived from melting of amphibolitic material at shallow, crustal levels, such as those involved in the origin of the Matok diorites, must fall within this group as well.

(2) Even if they are not strictly mantle melts, because their origin involves a component rich in incompatible elements, “true” sanukitoids could be considered as the mantle-derived end-member of late-archaeon plutonic rocks. This group includes both low- and high-Ti sanukitoids that result from a similar process (hybridation between peridotite and a hydrous melt or aqueous fluid, at mantle levels) either in one or two steps, respectively.

(3) The “marginal sanukitoids” represent a broad range of granitoids with high compositional diversity, resulting from interactions between “true” sanukitoids (either low- or high-Ti ones) and crust-derived components, mostly silicic liquids derived from melting of older crustal lithologies. Both end-members show a wide spectrum of compositions, accounting for the diversity of “marginal sanukitoids” worldwide.

This revised typology is summarized in the chart of Figure 5.19. It is genetic, rather than strictly descriptive. Nevertheless, a descriptive (or geochemical) definition of each granitoid type is irrelevant, because they display considerable diversity even within a given group, depending on the lithologies (e.g. for the crust-derived ones) and petrogenetic processes (e.g. for the “true” and “marginal” sanukitoids) involved in their origin. As a result, this

classification of late-Archaeon granitoids is more representative, in terms of their geological significance (see Section 5.2.7.3), but must be used only after careful petrogenetic modeling.

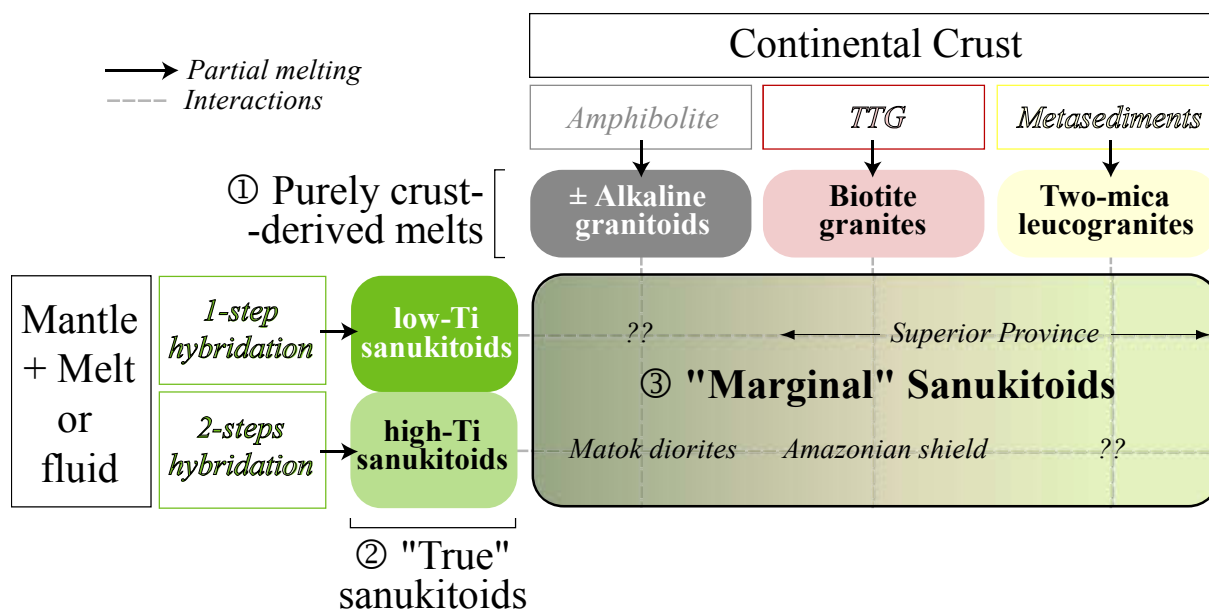


FIGURE 5.19: Synthetic petrogenetic scheme of the three types of late-archaeon magmas (labeled ① to ③), as discussed in the text. In the case of hybrid mantle sources, 1-step hybridization depicts simple interactions between a hydrous melt and peridotite, whereas 2-steps hybridization represents melting of a metasomatic assemblage, resulting from the interactions.

5.2.7.4. Implications for late-Archaeon geodynamic changes

During the Archaeon, most of the volume of juvenile continental crust (>50% according to Moyen, 2011) is represented by granitoids of the TTG series. These magmas mostly derived from melting of hydrous amphibole- and occasionally garnet-bearing metabasalts at various depths (e.g. Barker and Arth, 1976; Condie, 1981; Martin, 1986, 1993; Rapp et al., 1991; Rapp and Watson, 1995; Martin et al., 2005; Halla et al., 2009; Moyen, 2011), either in subduction settings (Martin, 1986, 1994; Defant & Drummond, 1990; Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003; Martin et al., 2005) or in “intraplate” environments, by melting of the base of a thick mafic pile, tectonically or magmatically accreted (Kröner, 1991; Atherton & Petford, 1993; Smithies, 2000; Bédard, 2006). Whatever the petrogenetic model considered, it does not involve a direct contribution of mantle material. By contrast, the granitoids emplaced at the Archaeon-Proterozoic transition (i.e. between 3000 and 2500 Ma), especially “true” and “marginal” sanukitoids, derive at least partly from hybrid mantle sources. These magmas witness the initiation of mantle enrichment processes at the Archaeon-Proterozoic transition: indeed, the isotopic signature of the Matok diorites (see Section 5.2.6.4) as well as other

sanukitoids, either “true” or “marginal”, demonstrate that enriched mantle involved in their genesis is never older than ~3000 Ma (Shirey & Hanson, 1984; Stern et al., 1989; Whalen et al., 2004; Halla, 2005; Kovalenko et al., 2005; Käpyaho et al., 2006; Laurent et al., 2011). Thus, the global change in the nature and geochemistry of crustal granitoids primarily reflect the evolution of juvenile, crustal growth processes at the end of the Archaean. Specifically, two-step extraction of granitoids from the mantle (genesis of TTG before 3000 Ma) gave way to direct contribution of mantle sources previously enriched in incompatible elements (genesis of “true” and “marginal” sanukitoids after 3000 Ma).

Importantly, melting of enriched mantle still prevails as the main process to generate juvenile continental crust in the context of present-day plate tectonics. Indeed, very widespread magmas such as (i) arc lavas, (ii) Cordilleran batholiths and (iii) various syn- to post-collisional granitoids are all ultimately linked to metasomatized mantle sources (e.g. Wyllie and Sekine, 1982; Pitcher, 1987; Tatsumi, 1989; McCulloch and Gamble, 1991; Condie, 1997; Liégeois et al., 1998; Schmidt and Poli, 1998; Barbarin, 1999; Kemp and Hawkesworth, 2003; Bonin, 2004; Clemens et al., 2009). Accordingly, some of these magmas are clearly post-Archaean counterparts of sanukitoids (Fowler and Rollinson, 2012), showing that this rock type is actually not restricted to the Archaean-Proterozoic transition.

In the case of post-Archaean processes, mantle enrichment obviously occurs through addition of melts or fluids derived from subducted components. In addition, as pointed out in Section 5.2.7.3, late-Archaean granitoids derive not only from interactions between the mantle and enriched components, but also from melting of pre-existing crustal lithologies. This duality of petrogenetic processes is a very typical feature of post-archaean, late- to post-orogenic magmatism (e.g. Janoušek et al., 2000, 2004; Bonin, 2004; Yang et al., 2004; Sláby and Martin, 2008; Clemens et al., 2009), linked to the end of subduction-collision cycles. As a result, the geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic transition presumably reflect the initiation of modern-style tectonic regimes, in particular concerning subduction and continental collision. Such an assumption is in good agreement with the postulated geological evolution of the Kaapvaal craton in the late-Archaean (Section 5.2.7.1), that involves mantle enrichment at destructive plate margins and subsequent continental collision. Consistently, recent models based on independent techniques, such as the Hf isotopic evolution in detrital zircons (Dhuime et al., 2011) or inclusions within diamonds from cratonic mantle xenoliths (Shirey and Richardson, 2011) also point to the initiation of modern-style tectonic processes around 3000 Ma.

5.2.8. *Conclusions*

Our study of the Matok pluton, intrusive in the Pietersburg block of the northern Kaapvaal craton in South Africa, highlighted the following conclusions:

(1) This magmatic complex can be considered as a “marginal” sanukitoid intrusion. It is made up of medium- to high-K calc-alkaline, pyroxene-, amphibole- and biotite-bearing, metaluminous granitoids with a slight ferroan affinity. Such as sanukitoids, they are very rich in incompatible elements, in particular REE and HFSE, but unlike them, have less fractionated REE patterns as well as deeper Sr and Eu negative anomalies.

(2) The presence or absence of pyroxene in rocks of the Matok pluton is not related to the metamorphic conditions of emplacement. They rather reflect differences of internal parameters between individual magma batches during their crystallization, especially their temperature, fO_2 and H_2O contents.

(3) The petrogenetic model that better accounts for the geochemistry of the Matok diorites involves interactions between sanukitoid liquids and melts derived from relatively dry amphibolites. Both mechanisms must have occurred in the lower crust, at high temperatures ($>950^\circ\text{C}$). Such a model is equally applicable to lavas of the Platberg group, from the Ventersdorp Supergroup of South Africa, which share unequivocal major-, trace element and isotopic affinities with diorites of the Matok pluton.

(4) The sanukitoid component that played a role in the genesis of the Matok diorites derived from mantle peridotite enriched in incompatible elements by sedimentary material resulting from the recycling of local continental crust of the Pietersburg block. This enrichment event took place less than 300 Ma before emplacement of the Matok pluton, i.e. between 3000 and 2700 Ma. This model shows that a widespread event of mantle enrichment occurred beneath the northern Kaapvaal craton at that time, likely reflecting convergence and continent-continent collision with the Central Zone of the Limpopo Belt. Genesis of the Matok diorites took place in the late-collisional stages of that event, in a so-called “Deep Crustal Hot Zone” that induces granulite-facies metamorphism in the SMZ.

(5) The petrogenetic model developed for “marginal” sanukitoids of the Matok pluton shows that these magmas result from interaction between “true” sanukitoids and continental material. By contrast, these “true” sanukitoids only derive from an enriched mantle source with little or no interactions with the crust in the course of differentiation. We propose

applying this petrogenetic criterion for purposes of nomenclature, in order to clarify the typology of late-Archaean granitoids.

(6) Both “true” and “marginal” sanukitoids actually track the same petrogenetic process: hybridation between peridotite and crustal material at mantle levels. In both cases, the time span between mantle enrichment and magma genesis is relatively short (< 300 Ma) such that the occurrence of these rocks in the late-Archaean (3000–2500 Ma) witnesses the initiation of mantle enrichment processes at that time. This evolution of petrogenetic processes might be linked to the advent of modern-style tectonic regimes at the end of the Archaean.

Acknowledgements

This study benefited from several funding sources, in particular a NRF/CNRS Scientific Cooperation program PICS number 4828, the international program !Khure co-operated between France and South Africa, as well as research and travel grants from the University of Stellenbosch (South Africa) and Région Auvergne (France). Helpful discussion with many colleagues contributed to develop the models and ideas presented in this article, especially E. Heilimo and A. Zeh. We are also grateful to D. Auclair for her support during TIMS analyses. Most diagrams were plotted using the GCDKit software v2.30 (Janoušek et al., 2006).

References

(see general bibliography ; voir la bibliographie générale)

5.3. Petrogenesis of late-Archaeon, oxidized ferroan granites in the northern Kaapvaal craton (South Africa): implications for crustal recycling processes and A-type magmatism

Article en préparation / Article in preparation

Oscar Laurent^{1a,b,c*}, Hervé Martin^{1a,b,c}, Régis Doucelance^{1a,b,c}, Aurélie Pauzat^{1a,b,c}, Jean-François Moyen^{1,b,c,2}, Chantal Bosq^{1a,b,c}

^{1a}*Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France;*

^{1b}*CNRS, UMR6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

^{1c}*IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France;*

²*Département de Géologie, Université Jean Monnet, 23 rue du Docteur Paul Michelon 42023 Saint-Étienne, France*

5.3.1. Introduction

The Archaean-Proterozoic transition that ranges in age between 3000 and 2500 Ma (Windley, 1984) represents a time of fundamental changes in the petrogenetic processes giving rise to the continental crust, as evidenced by a major evolution of the geochemistry of crustal granitoids. Typical archaean plutonic rocks, referred to as tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series are sodic rocks ($K_2O/Na_2O < 1$) characterized by fractionated REE patterns with low Yb contents, no negative Eu anomaly and low Rb/Sr ratios. By contrast, post-Archaeon granitoids are potassic ($K_2O/Na_2O > 1$), display less fractionated REE patterns owing to higher Yb contents, a negative Eu anomaly and high Rb/Sr (e.g. Kemp and Hawkesworth, 2003). These first-order differences likely reflect a major change of both the source and residual mineralogy during genesis of crustal granitoids. The source of TTG series is believed to be a metabasalt bearing amphibole and garnet as residual phases (Barker and Arth, 1976; Condie, 1981; Martin, 1986, 1993; Rapp et al., 1991; Luais and Hawkesworth, 1994; Rapp and Watson, 1995; Smithies, 2000; Martin et al., 2005; Halla et al., 2009; Moyen, 2011). By contrast, post-Archaeon granitoids mainly derive from a wide range of crustal rocks (metasedimentary and metaigneous). Their geochemistry is consistent with differentiation at mid- to shallow crustal levels with plagioclase as a major residual phase (e.g. Taylor and McLennan, 1985, 1995; Kemp and Hawkesworth, 2003).

From this perspective, the secular evolution of granite chemistry across the Archaean-Proterozoic transition is supposed to reflect the onset of intracrustal differentiation, with respect to Archaean processes dominated by juvenile magmatism and extraction of the crust from the mantle (Armstrong, 1991; Condie, 1993; Sylvester, 1994). This is consistent with a global decrease of crustal growth rates across the Archaean-Proterozoic transition (e.g. Taylor and McLennan, 1985; Kramers and Tolstikhin, 1997; Dhuime et al., 2011; Guitreau, 2012). In addition, the Nd–Sr–Hf–O isotopic signature of crustal granitoids shifted from “juvenile” values during the Archaean towards more “crustal” signatures during the Proterozoic and Phanerozoic, which reflects an increasing input of old continental material and decreasing contribution of the mantle through time (e.g. McCulloch and Chappell, 1982; Valley et al., 2005; Belousova et al., 2010). Such evolution is witnessed by the intrusion of voluminous potassic granitoids at the Archaean-Proterozoic transition (i.e. between 3000 and 2500 Ma) that were initially interpreted as reflecting major intracrustal differentiation (e.g. Condie, 1993; Sylvester, 1994).

However, as pointed out by Moyen et al. (2003), the origin of late-Archaean potassic granites is much more complex. Indeed, they represent a broad family of plutonic rocks that range from purely crust-derived melts to mostly mantle-derived ones. The former are mainly high-silica and high-K biotite or two-mica granites, respectively derived from intra-crustal anatexis of older TTGs or metasediments (Sylvester, 1994; Frost et al., 1998; Champion and Smithies, 1999; Moyen et al., 2003). Among the mantle-derived granitoids, the most widespread and most studied are the so-called “sanukitoids” (Shirey and Hanson, 1984), that appear in all cratons as late-Archaean (3.0–2.5 Ga) magmatic complexes, composed of a wide group of plutonic rocks ranging from diorites to granites (Stern and Hanson, 1989; Stern et al., 1991; Smithies and Champion, 2000; Martin et al., 2005, 2009). They derive from extensive hybridation between mantle peridotite and an enriched component, either a felsic liquid of TTG affinity (Shirey and Hanson, 1984; Rapp et al., 1999, 2010; Smithies and Champion, 1999; Moyen et al., 2001; Martin et al., 2005, 2009; Heilimo et al., 2010) or a fluid/melt derived from terrigenous sediments (Halla, 2005; Laurent et al., 2011).

Recently, Laurent et al. (2012) showed that the differentiation of these mantle-derived sanukitoids without significant contribution of older crustal material possibly gives rise to felsic rocks that closely match the composition of upper continental crust. Such conclusions

are supported by studies of post-archaeon counterparts of sanukitoid suites, such as high-Mg and high-K calc-alkaline granitoids (e.g. Yang et al., 2004; Clemens et al., 2009; Fowler and Rollinson, 2012) as well as experimental work (e.g. Sisson et al., 2005). As a result, contribution of a mantle-derived component in the genesis of widespread granitic rocks since the late-Archaeon could be a much more common feature than previously thought. To further investigate this possibility, we studied the origin of late-Archaeon (~2685 Ma), potassic granites that emplaced in the northern Kaapvaal craton, in South Africa, integrating major- and trace element compositions with Sm–Nd isotopic data. These granites share geochemical affinities with oxidized ferroan granites, so that their petrogenesis appears also as relevant to understand the nature of crust-mantle interactions in the genesis of A-type granitoids.

5.3.2. Geological setting

The paper focuses on late-Archaeon Mashashane, Matlala and Moletsi plutons that are intrusive in the northern Kaapvaal craton, in the Polokwane area, Northern Province, South Africa (Figure 5.20). They emplaced at the suture between two distinct archaeon crustal domains, separated by the Hout River shear zone, a globally E–W trending thrust system. To the South of the structure, lies the northernmost block of the Kaapvaal Craton, referred to as the Pietersburg block (Eglington and Armstrong, 2004). The Hout River shear zone separates the MNK terrane from the Southern Marginal Zone (SMZ) that represents the southernmost segment of the Limpopo Mobile Belt, a 600-km long and 200-km wide granulitic terrane that separated the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons and that probably results from collision between each other (e.g. van Reenen et al., 1987; Roering et al., 1992; Kramers et al., 2006). There are lithological and isotopic evidence for the MNK terrane and the SMZ to likely represent a unique piece of continental crust, formed between 3200 and 3000 Ga, and that underwent contrasted tectono-metamorphic histories during the late-Archaeon (Van Reenen et al., 1987; Kreissig et al., 2000; Zeh et al., 2009). Indeed, rocks from the Kaapvaal Craton are greenschist- to lower amphibolite-facies granitoids and greenstones, whereas their counterparts in the SMZ reached granulite-facies conditions of $P \sim 9.5$ kbar and $T > 850^\circ\text{C}$ (Perchuk et al., 1996, 2000a; Stevens and Van Reenen, 1992; Tsunogae et al., 2004; Robb et al., 2006).

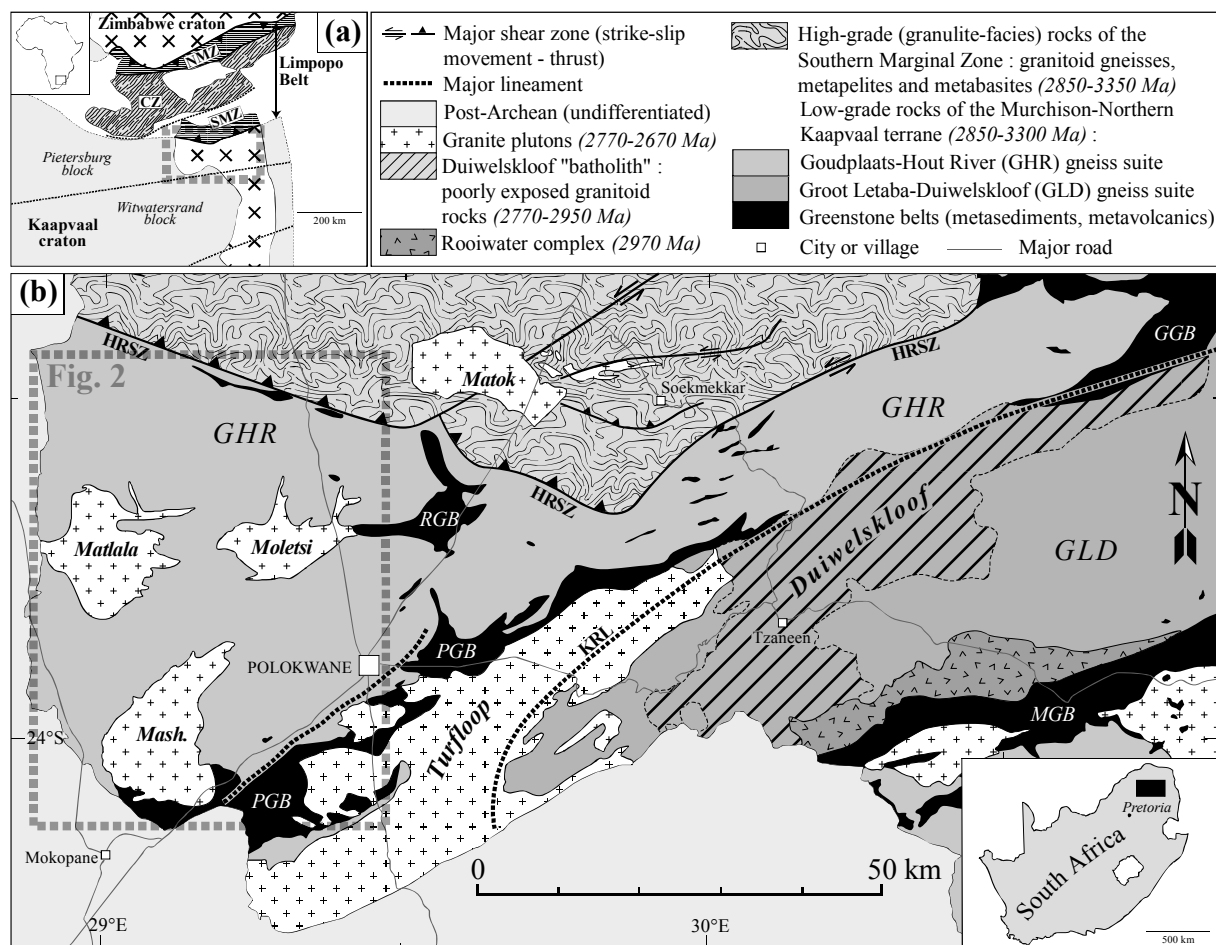


FIGURE 5.20: (a) Position of the study area at the northern edge of the Kaapvaal craton; (b) Geological sketch map of the Pietersburg block modified after Robb et al. (2006) and Laurent et al. (in revision).

The basement of the MNK terrane is represented by the poorly exposed Goudplaats–Hout River and Groot Letaba–Duiwelskloof gneiss suites (Brandl, 1986, 1987; Robb et al., 2006; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision), a heterogeneous unit of migmatized TTG gneisses that coexist with amphibolites as well as several post-tectonic, high-K biotite-bearing granites (e.g. Turfloop batholith as well as the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons). Those granitoids are associated with three volcanoclastic greenstone belts (Murchison, Giyani and Pietersburg) that are elongated in the ENE–WSW direction (Figure 5.20). The granulitic counterparts of both lithologies (granitoids and greenstones) in the SMZ are respectively referred to as the Baviaanskloof gneisses and Bandelierkop complex (e.g. Kramers et al., 2006).

By contrast with the older nucleus of the Kaapvaal craton, exposed in the Barberton Mountain Land further south, and of 3600–3100 Ma-old (see review in Poujol et al., 2003), the

evolution of the MNK terrane and the SMZ mainly occurred between 3300 and 2600 Ma, during the Meso- and Neoarchaeon. The deformed gneisses could be as old as 3330 Ma (Brandl and Kröner, 1993), even if most ages cluster around 2950 Ma (de Wit et al., 1992b; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision). The potassic granitoids are significantly younger, as evidenced by U–Pb ages spreading between 2850 and 2670 Ma (Barton et al., 1992; Kröner et al., 2000; Henderson et al., 2000; Zeh et al., 2009; Laurent et al., in revision). Similarly, magmatism and deposition in the greenstone belts occurred more or less continuously between 3200 and 2800 Ma, with a major peak of activity around 2950–2970 Ma (de Wit et al., 1993; Poujol et al., 1996; Kröner et al., 2000; Poujol, 2001).

All lithologies were welded together during a long-lasting deformation event associated with continuous accretion of the MNK terrane along the northern margin of the Kaapvaal nucleus, between 2950 and 2800 Ma (Kröner et al., 2000 ; Poujol et al., 2003 ; Jaguin et al., 2012 ; Laurent et al., in revision). From 2800 to 2700 Ma, north-verging thrusts (D_1) accommodated moderate crustal thickening (de Wit et al., 1992, 1993; Passeraub et al., 1999; Brandl et al., 2006) and led to high-grade metamorphism (granulite-facies conditions) in the rocks of the SMZ at ~2690 Ma (Kreissig et al., 2001). Subsequently, the Hout River shear zone acted as a steeply north-dipping and south-verging thrust zone that accommodated the exhumation of the SMZ granulites (D_2) over the low-grade rocks of the craton between 2700 and 2600 Ma (Smit et al., 1992; Smit and van Reenen, 1997; Kreissig et al., 2001).

During the onset of the exhumation (around 2685 Ma ; Laurent et al., in revision), rocks of the SMZ and the MNK terrane on both sides of the Hout River shear zone were intruded by voluminous granitoid plutons (Figure 5.21). They are represented by the Matok igneous complex that intruded the SMZ granulites (Barton et al., 1992; Bohlender et al., 1992; see Section 5.2), as well as the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons south of the Hout River shear zone (Brandl, 1986; Robb et al., 2006), which are the focus of the present study.

5.3.3. Geology of the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons

U–Pb dating of separated zircons showed that the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons (Figure 5.21) intruded the composite Goudplaats–Hout River grey gneiss suite at ~2685 Ma (Laurent et al., in revision). All investigated samples from the three plutons show undistinguishable ages within the range of analytical uncertainties (Laurent et al., in revision),

indicating that they emplaced during a brief magmatic event. Apart from this geochronological study, these granitoids are poorly known. The following descriptions are only based on our field investigations and petrographic studies as well as data from the unpublished Master thesis of Pauzat (2011).

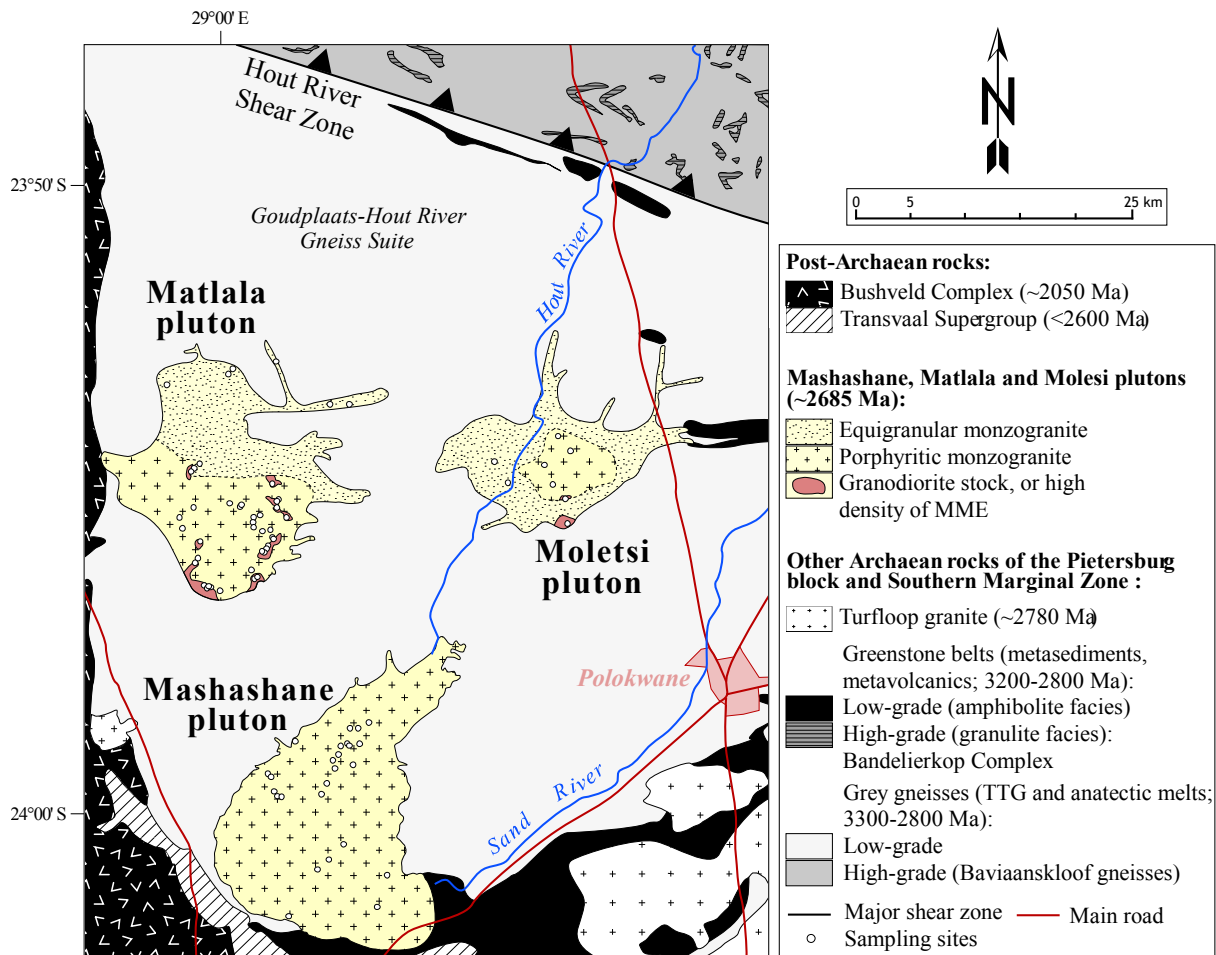


FIGURE 5.21: Geological map of Mashashane, Matlala and Moletsi plutons, after the 1:50000^e geological map of South Africa (sheet Pietersburg, Brandl, 1986).

The Mashashane, Matlala and Moletsi plutons all consist of monzogranites showing a wide range of textures and grain sizes. As a general consideration, all rock types are undeformed and preserved typical magmatic textures. The Matlala pluton is made up of a pink, medium- to coarse-grained (>0.1 cm) porphyritic monzogranite (Figure 5.22a) associated with a grey, medium-grained equigranular monzogranite (Figure 5.22b). Both varieties outcrop in the southern and northern parts of the massif, respectively. The monzogranite in the Mashashane pluton frequently displays hypovolcanic textures (Figure 5.22c), where phenocrysts of quartz

and alkali feldspar and mafic clusters (up to 2 cm in size) are enclosed within a fine-grained (<0.5 mm) quartzo-feldspathic matrix. The Moletsi pluton is also made up of coarse-grained (>0.5 cm) pink porphyritic or equigranular monzogranite, locally associated with a grey, medium-grained porphyritic and fine-grained varieties (Figure 5.22d). These different monzogranitic phases frequently display very complex interactions. Indeed, their contacts are often irregular in shape (Figure 5.22a) and/or diffuse and gradational. Hybrid facies commonly developed at the interfaces. Such features clearly indicate that the different phases coexisted at the magmatic state. In addition, all structures are cross-cut by late-stage aplite and pegmatite dykes.

In spite of their heterogeneous aspects, the monzogranites from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons share a common mineralogical assemblage. It consists primarily of quartz, and sub-equal proportions of alkali feldspar (microcline) and sodic plagioclase (An_{5-15}). The feldspars form the phenocrysts (up to 2 cm in size) within the porphyritic varieties and sometimes show rapakivi textures (Figure 5.22e). In addition to quartz and feldspars, the rocks also contain clusters of greenish biotite, euhedral epidote, titanite and Fe–Ti oxides (magnetite and ilmenite) together with abundant accessory phases (apatite, zircon, allanite) (Figure 5.22f). In some samples, bluish-green amphibole (Fe-rich edenite according to the nomenclature of Leake et al., 1997) was observed as small (< 0.5 mm) acicular crystals. Large mafic clots (up to 2 cm) displaying geometric shapes frequently occur (Figure 5.22a). They are very fine-grained (< 0.25 mm) and homogeneously made up of green biotite + epidote + quartz \pm oxides and apatite (Figure 5.22g). The shape of these clots indicates that they represent a pseudomorph after an early mineral phase, likely amphibole or amphibole + plagioclase aggregates. In all samples, epidote is Fe-rich with pistachite content ($Fe^{3+}/[Al+Fe^{3+}]$) in the range 0.25 to 0.30 (Pauzat, 2011), which is typical of a magmatic epidote (Tulloch, 1979; Zen and Hammarstrom, 1984; Evans and Vance, 1987; Sial et al., 1999). In addition, average F content of biotite is ~1 wt.% and sometimes reaches up to 1.75 wt.% (Pauzat, 2011).

The mineralogical assemblage described above indicates that the monzogranites crystallized as relatively H₂O-rich and oxidized magmas. Indeed, in such magmas, H₂O contents above 5 wt.% are required for amphibole crystallization (Dall'Agnol et al., 1999a; Bogaerts et al., 2006). Moreover, the stability of magmatic epidote also needs high H₂O

contents (Evans and Vance, 1987; Schmidt and Thompson, 1996) as well as high $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ ratio in the fluid phase (Liou, 1993). On the other hand, the coexistence of epidote with titanite reflects high $f\text{O}_2$ conditions (Wones, 1989; Enami et al., 1993; Sial et al., 1999, 2008) estimated between NNO (Ni–NiO) and HM (hematite–magnetite) buffers (Pauzat, 2011). Such an estimate is consistent with amphibole and biotite compositions, in particular their $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ ratio. It is generally ~ 0.5 , which is characteristic of crystallization from melts with $f\text{O}_2$ of +1 to +2 ΔNNO (Anderson and Smith, 1995; Bogaerts et al., 2006; Anderson et al., 2008).

The monzogranites are sometimes associated with subordinate amounts of less silicic rocks. They either occur as dark, rounded enclaves (Figure 5.22h) of various sizes (0.05–10 m) or as small stocks of kilometric scale. They are quite common in the Matlala pluton, especially at the margins of the intrusion, scarce in the Moletsi pluton and almost absent at Mashashane. The enclaves are always rounded and sometimes show pillowed contacts (Figure 5.22i) with host rock, supporting coexistence between both phases above their solidus. They are homogeneously equigranular and range from fine-grained (~ 1 mm) in the small enclaves to coarser-grained (5–10 mm) in larger bodies. Most of them are granodiorites, but a few of them are even dioritic in composition. They consist in quartz, alkali feldspar and oligoclase (An_{15-20}), as well as mafic clusters mostly made up of green hornblende and biotite together with Fe–Ti oxides (ilmenite, magnetite) and accessory minerals (apatite, zircon, titanite, allanite). Occasionally, amphibole contains relict cores of diopside (most often pseudomorphed by actinolite; Figure 5.22j). Amphibole sometimes shows reaction rims where it is replaced by an assemblage of biotite + epidote + quartz (Figure 5.22k), consistently with the assemblage of euhedral, fine-grained mafic clots observed in the monzogranites.

Some dioritic enclaves show unusual textures, mostly in the Matlala pluton. They are small (5–20 cm) and, by contrast with the previously described ones, always exhibit angular shapes (Figure 5.22l). They consist of a coarse-grained (0.5–1 cm) mesocratic rock bearing euhedral plagioclase and amphibole, the latter being almost completely pseudomorphed by biotite + epidote + quartz aggregates, presumably by reaction with the H_2O -rich and oxidized host monzogranite. Quartz and alkali feldspar are subordinate, together with accessory apatite and oxides. Such textures likely reflect (i) incorporation to the monzogranitic melt as solid

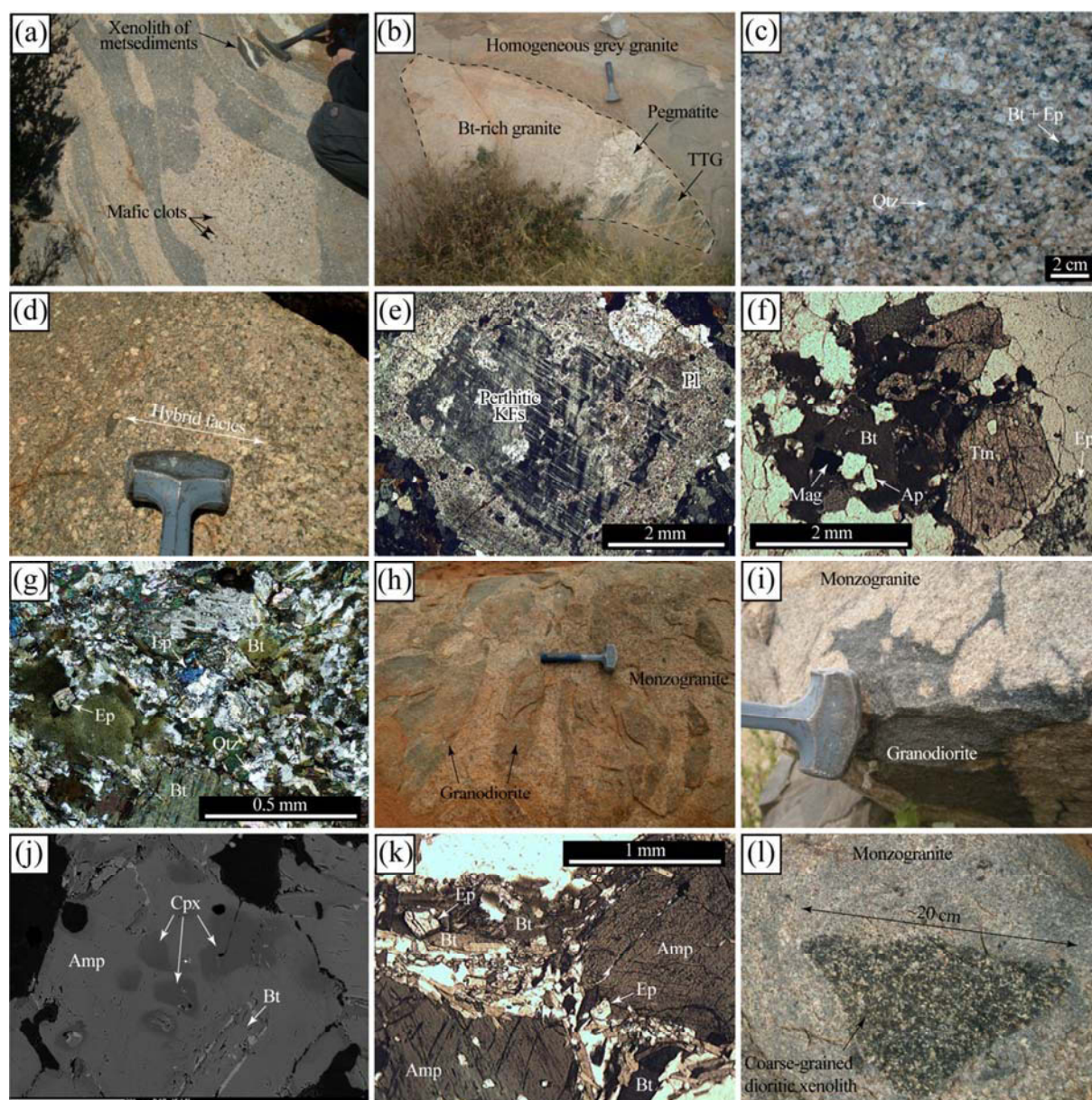


FIGURE 5.22: *Lithologies, structures and petrography of the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons. (a) Mingling relationships between two monzogranite phases in the Matlala pluton; (b) Xenolith of the Goudplaats–Hout River gneiss suite in the Matlala pluton; (c) Porphyritic monzogranite typical of the Mashashane pluton. (d) Gradual contact between monzogranite phases of the Moletsi pluton; (e) Rapakivi texture in monzogranite of the Moletsi pluton: alkali feldspar (Kfs) mantled by plagioclase (Pl), largely altered to epidote. (f) Typical mafic aggregate in monzogranite of the Matlala pluton; (g) Fine-grained pseudomorph after amphibole or amphibole + plagioclase in the Matlala monzogranite; (h–i) Rounded (h) and pillowed (i) enclaves of granodiorite within the Matlala monzogranite; (j) BSE picture showing clinopyroxene cores within amphibole in diorite from the Moletsi pluton; (k) Amphibole replacement by epidote + biotite clusters in the Moletsi granodiorite; (l) Coarse-grained angular dioritic enclave in the Matlala monzogranite. Mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).*

fragments rather than magmatic bodies and (ii) a cumulative or residual character. Finally, the plutons contain xenoliths that are unrelated to the magmatic suite, ranging in size between 0.1 and 2 m and usually made up of rocks from the surrounding Goudplaats–Hout River gneiss suite (TTG, potassic granites, amphibolites and pegmatites; Figure 5.22b) together with scarce metasediments (Figure 5.22a).

5.3.4. Analytical techniques

All whole-rock analyses were performed on rock powder with grain size < 10 µm. Hand samples weighting 1–5 kg were reduced in chips firstly by cutting (mainly to remove the superficial alteration layer and keep the fresh parts of the samples) and then within a jaw crusher. The resulting chips were powdered in an agate swing mill. To avoid cross-contamination, the mill was loaded three times with the same sample. Powder from the second run was selected for major element analysis, whereas powder from the third one was used for trace element analysis and Sm–Nd isotopic measurements.

5.3.4.1. Major elements

Major element compositions of samples were analyzed at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand. 0.1 g of sample was mixed with LiBO₂ in the proportions 1:3 and loaded in graphite crucibles. Melts were obtained by fusion of the mixture in a magnetic induction furnace and subsequently quenched and dissolved in 14 N HNO₃. The resulting solution was diluted ~2000 times before analysis. Major element concentrations were measured using a Jobin Yvon Ultima-C ICP-AES. Multiple standard analysis (USGS reference material BHVO-2) and sample replicates indicate that reproducibility is better than ±5% (2σ) relative for all major elements and better than ±2% (2σ) for most of them. Analyses of the standards are available in Appendix 1 (Section A1.2.4).

5.3.4.2. Trace elements

Sample preparation and analyses of trace element concentrations were both performed at Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand. ~0.1 g of rock powder was dissolved using conventional four-acid (HF–HNO₃–HClO₄–HCl) digestion protocol in screw-top Teflon vessel (Savillex®) on hot plates (75–125°C). Additional HF–HNO₃ digestion was performed at 210°C in high-pressure bombs in order to dissolve refractory phases such as zircon. The resulting solution was fluxed in 7 N HNO₃ and subsequently diluted ~4000 times before

analysis using an Agilent 7500cs ICP-MS. Calibration during ICP-MS analyses were carried out using either a synthetic CMS solution adjusted for a concentration of ~4 ppb for most elements, or the natural USGS reference material G-2. Both calibration techniques yield undistinguishable concentrations within the estimates of external reproducibility for most elements. Statistics on replicates of three standards (USGS reference materials G-2 and RGM-1 as well as standard DRN) as well as sample replicates show that the reproducibility is generally better than $\pm 6\%$ (2σ) relative for most trace elements. Standard analyses are available in Appendix 1 (Section A1.3.3). Total procedure blanks are systematically below detection levels for all the elements considered.

5.3.4.3. Sm–Nd isotopes

The procedure of sample dissolution for Sm–Nd isotopic analyses was the same as that performed for trace element analyses. Sm and Nd chemical separation was realized through the “cascade” column protocol (AG50-X4, TRU Spec and Ln Spec columns) following the procedure described in Pin et al. (1994). The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio was determined by isotopic dilution, using a ^{150}Nd – ^{149}Sm mixed spike ($^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 105.12$; $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 411.7$). Most isotope measurements were performed at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand, using a Thermo-Finnigan Triton thermal ionization mass spectrometer (TIMS). Nd and Sm were loaded onto double W and Re filaments, respectively. 12 samples were analyzed using a Nu500 MC-ICP-MS at the École Normale Supérieure de Lyon. In both cases, raw signals of ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd and ^{150}Nd in one hand, and of ^{147}Sm , ^{149}Sm and ^{152}Sm on the other hand, were acquired simultaneously using multi-collector static mode. Raw Nd and Sm isotope ratios were mass-fractionation-corrected to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ and $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.783135$ using an exponential law. Nd isotopic ratios were also normalized to the accepted value of the JNdi-1 standard ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51210$). Repeated analyses of standards during the course of the study gave $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51211 \pm 2$ (2σ , Standard JNdi-1, $N=15$) and $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.7831 \pm 1$ (2σ , Standard Sm-IC, $N=14$). All sample duplicates show values that are similar within reproducibility. One sample was also measured by both techniques (TIMS and MC-ICP-MS); its $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios show identical values, within error. Total procedure blanks are generally < 0.5 ng for both Sm and Nd.

5.3.5. Geochemistry

Representative major-, trace element analyses and Sm–Nd isotopic data of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons are presented in Appendix 4.

5.3.5.1. Major elements

According to the classification scheme proposed by Frost et al. (2001), rocks from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons are metaluminous ($A/CNK = 0.8–1.1$), calc-alkaline to alkali-calcic granitoids, and most of them (~70%) plot within the ferroan field in the Fe^* ($FeO_t/[FeO_t+MgO]$) vs. SiO_2 diagram (Figure 5.23).

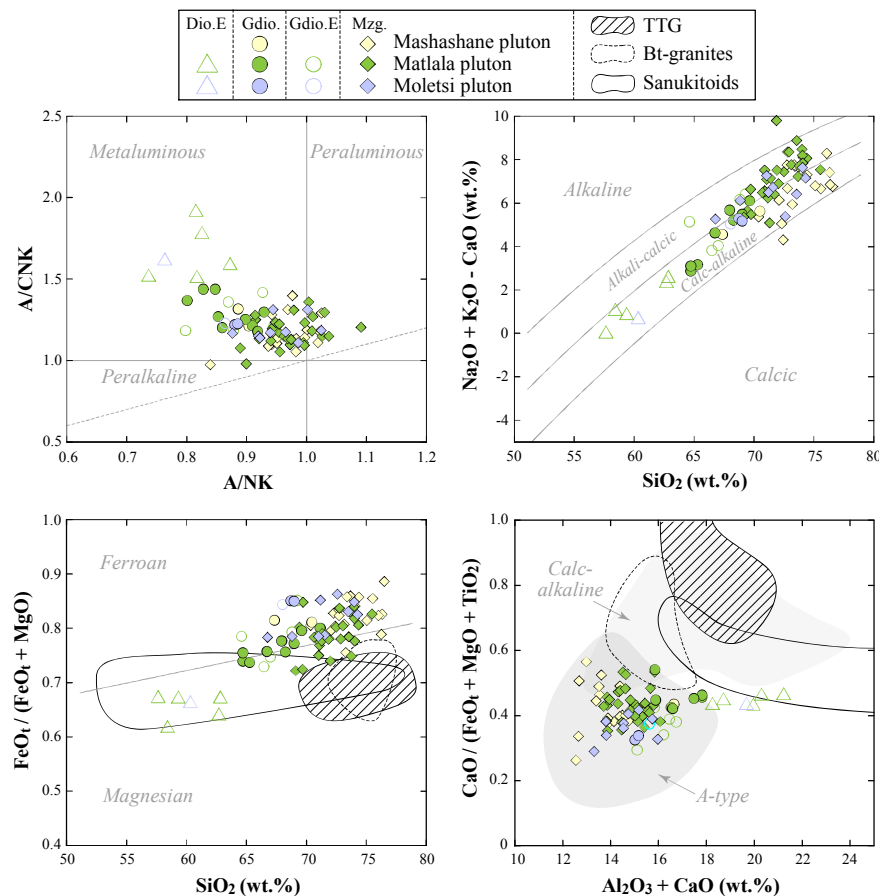


FIGURE 5.23: Composition of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons plotted in classification diagrams of Frost et al. (2001), and Dall’Agnol and Oliveira (2007) for A-type vs. calc-alkaline granitoids. The composition of other Archaean plutonic rocks of the northern Kaapvaal craton, including TTG (Kreissig et al., 2000), biotite-bearing granites (Henderson et al., 2001, Laurent, 2012) and sanukitoids (Laurent et al., 2011) are also shown for comparison.

From this point of view, they differ from other Archaean plutonic rocks (TTGs, sanukitoids and biotite-bearing granites) that are more magnesian, especially at SiO_2 contents above 65 wt.% (Figure 5.23). In addition, they also contain much less Al_2O_3 and CaO (at given SiO_2 concentration) than any other typical Archaean rock type. Therefore, they rather look like A-type granitoids (Figure 5.23) and more precisely to “oxidized ferroan granitoids”

(Dall'Agnol and Oliveira, 2007) of proterozoic age that outcrop, for example, in Brazil (~1890 Ma-old Jamon granite; Dall'Agnol et al., 1999a,b), USA (1700 to 1100 Ma-old “magnetite-series” A-type granitoids; Anderson and Morrison, 2005), Australia (1220 to 1150 Ma-old granitoids of the Musgrave Province; Smithies et al., 2011) and Norway (~950 Ma-old Lyngdal granodiorite; Bogaerts et al., 2003, 2006).

In Harker plots (Figure 5.24), monzogranites from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons cover a relatively narrow range of SiO_2 concentrations (69–77 wt.%). The diorites and granodiorites are less silicic in composition (57–70 wt.%). The whole dataset draw roughly linear trends: all major oxides are negatively correlated with SiO_2 , except the alkalis: K_2O shows the opposite behavior, whereas Na_2O contents do not display any clear correlation with SiO_2 . The affinity of the whole magmatic suite with ferroan, A-type granites is highlighted by moderate to low Al_2O_3 (11.8–15.3 wt.%) and CaO contents (0.5–6.0 wt.%) together with high FeO_t concentrations for such silica-rich rocks (1.0–8.0 wt.%). The monzogranites are MgO -poor with Mg\# in the range 0.15–0.40, whereas it is higher in the granodiorites and diorites (0.30–0.50) where MgO contents are up to 4.5 wt.%. Total alkali contents ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) are high (6–11 wt.%). K_2O contents range between 2 and 7 wt.%, leading to high-K calc-alkaline signatures according to the nomenclature of Peccerillo and Taylor (1976). Na_2O contents show much less variations (3.0–4.5 wt.%). Importantly, in the case of granodiorites and diorites, alkali contents are somewhat scattered in the small enclaves compared with larger stocks, suggesting a possible re-equilibration with the host monzogranite at magmatic state. Finally, the granodiorites and diorites are relatively rich in TiO_2 (0.6–1.4 wt.%) and P_2O_5 (0.23–0.72 wt.%) compared with the monzogranites ($\text{TiO}_2 = 0.1\text{--}1.0$ wt.% and $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.04\text{--}0.41$ wt.%).

Importantly, in all Harker plots, the monzogranites plot at the end of the trend defined by samples from the nearby Matok pluton, that shows affinities with both sanukitoids and oxidized ferroan granitoids and span over a wider range of SiO_2 (Section 5.2). This points to the possible genetic link between the Matok, Mashashane, Matlala, Moletsi plutons.

5.3.5.2. Trace elements

The incompatible trace elements contents of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons are presented in mantle-normalized multi-element diagrams and chondrite-normalized REE patterns (Figure 5.25). A primary feature of the patterns for samples from all

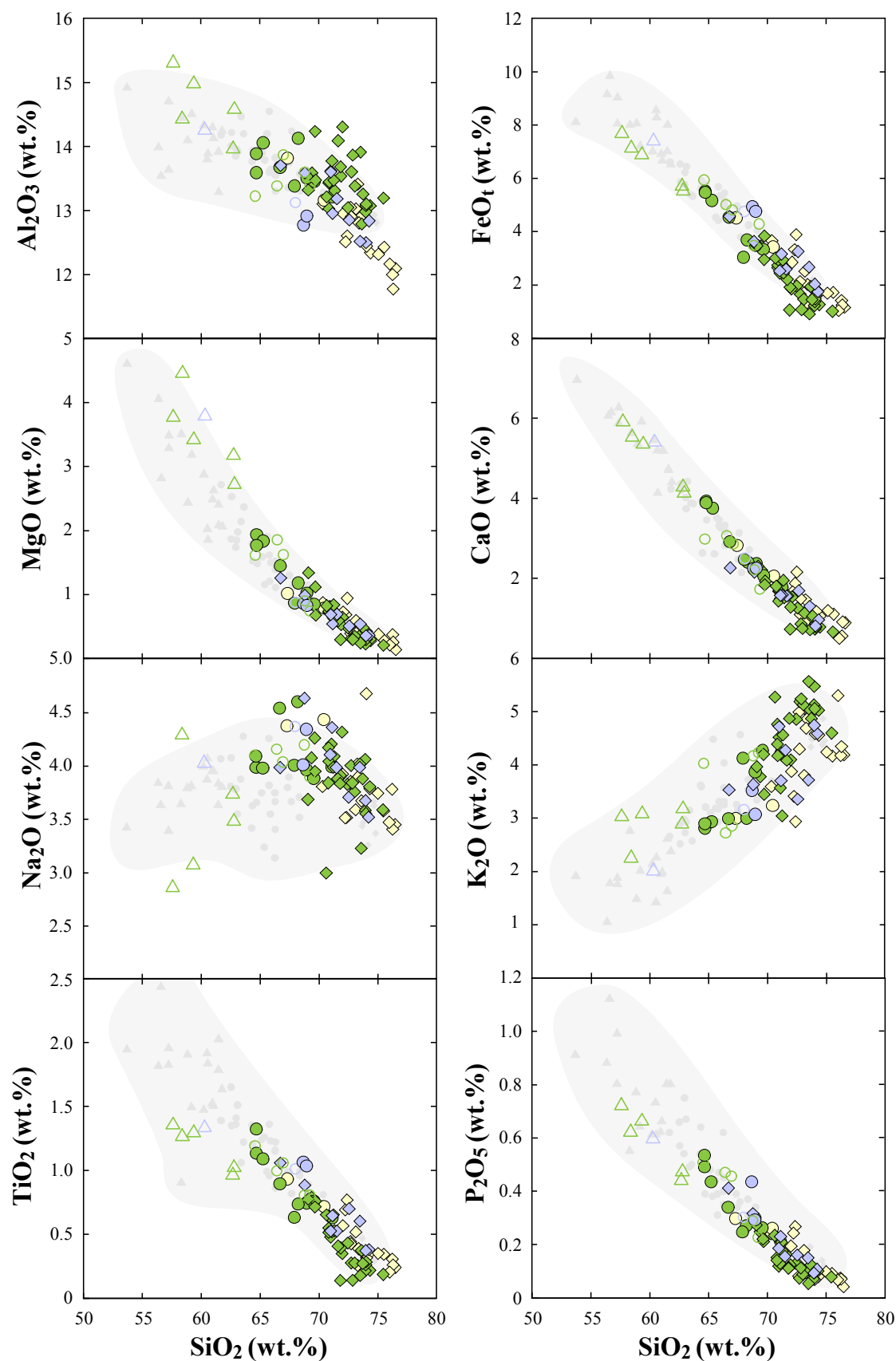


FIGURE 5.24: Major-element geochemistry of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons presented in Harker diagrams. Symbols are as in Figure 5.23. The light grey field and symbols represent data from the neighboring Matok pluton (Section 5.2).

plutons is their high enrichment with respect to the primitive mantle (normalized values range from ~ 10 up to ~ 800). Their shape are characteristic of continental material, with typical negative anomalies in Nb, Ta, Ti as well as Sr together with a positive Pb anomaly. All samples display moderately fractionated REE patterns: in spite of high La contents ($(La)_N \sim 100$), $(La/Yb)_N$ range from 6 to 18, mainly owing to high HREE contents. All samples bear a moderate to strong Eu negative anomaly with $Eu_N/Eu^* = 0.2\text{--}0.8$ ($Eu^* = \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$). In general, all negative anomalies are much more pronounced in monzogranites than in granodiorites and diorites.

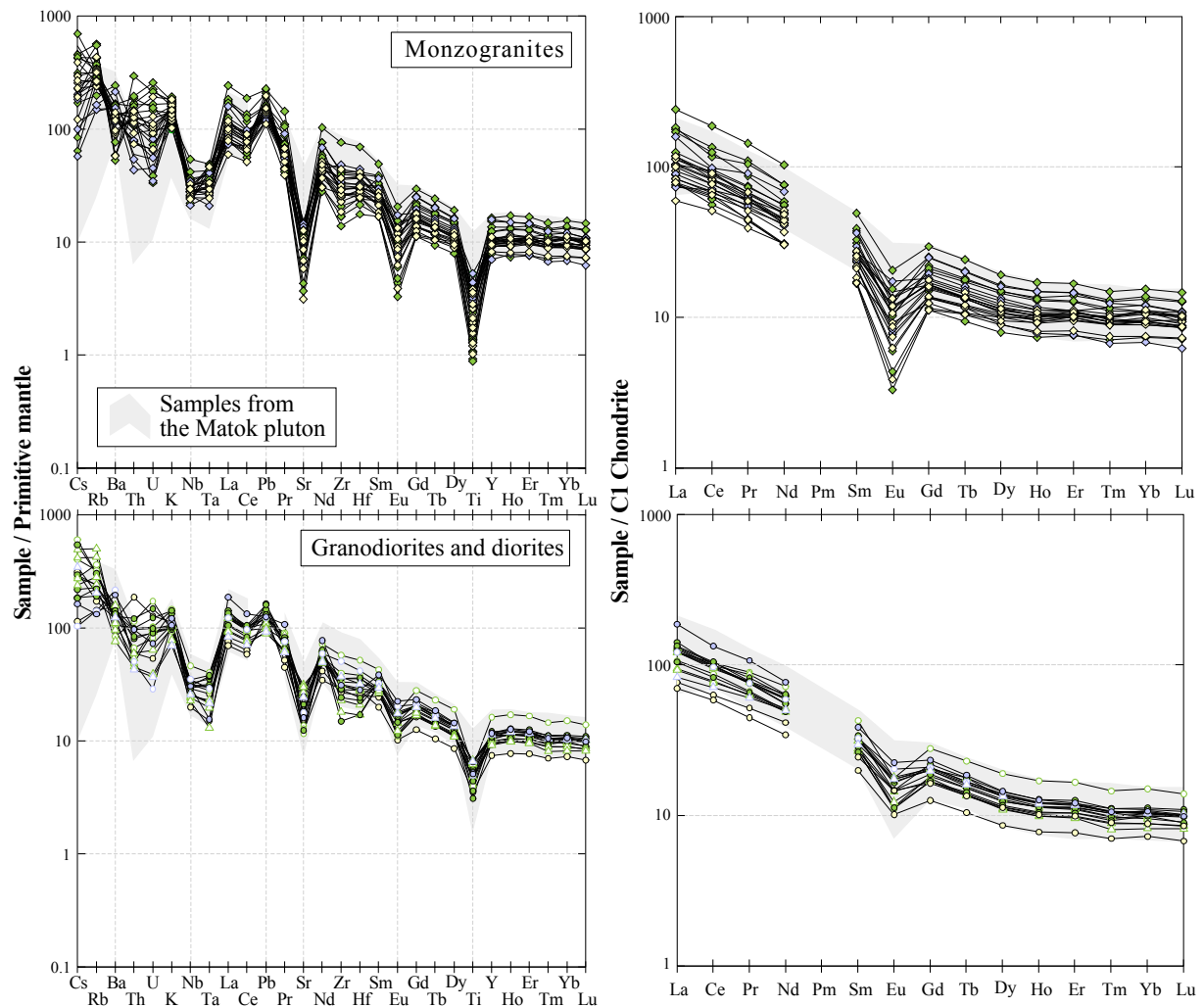


FIGURE 5.25: Multi-element and REE patterns for samples from the Mashashane, Matlala and Moletsisi plutons. Concentrations are normalized to the primitive mantle (“pyrolite silicate Earth” of McDonough and Sun, 1995) and C1 chondrites (McDonough and Sun, 1994) for incompatible elements and REE, respectively. Data for the Matok pluton are from Laurent et al. (Section 5.2). Symbols are as in Figure 5.23.

Trace element concentrations are also plotted in Harker diagrams (Figure 5.26) as a function of SiO_2 content, considered as a differentiation index. LILE are correlated with SiO_2 : for instance, Rb concentration evolves from 80 to 339 ppm, whereas Sr and Ba contents decrease from 629 and 1597 ppm, respectively, down to very low concentrations (Sr = 62 ppm and Ba = 349 ppm). Rb and Ba concentrations in the small magmatic enclaves generally fall out of the trend. A similar feature has already been observed for major alkalis (Na and K, see Section 4.3.5.1) and probably results from a similar process, i.e. re-equilibration between the enclave and the host monzogranite for the highly mobile elements.

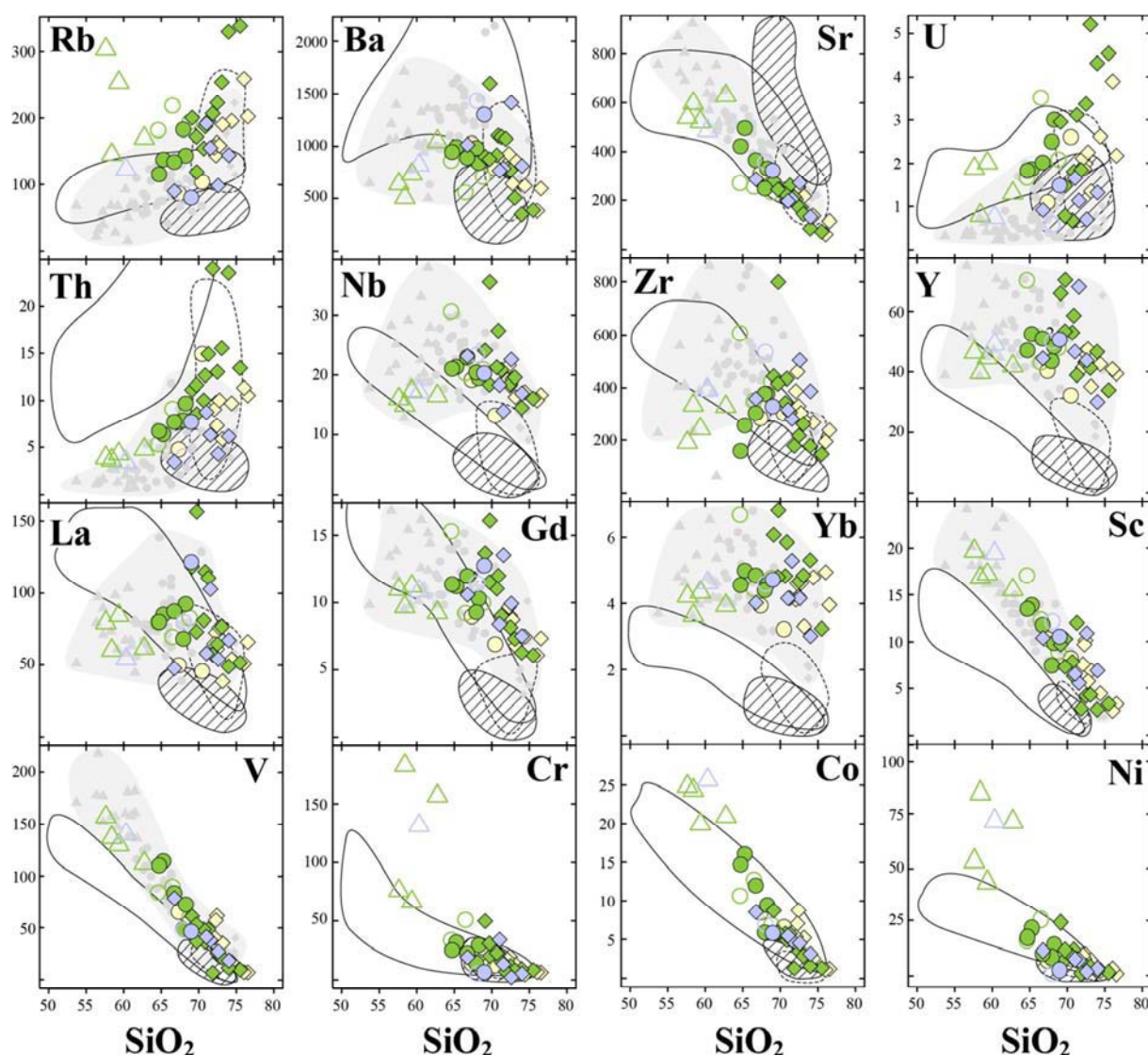


FIGURE 5.26: Trace element contents of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons plotted in Harker diagrams. SiO_2 contents are in wt.% and trace-element concentrations in ppm. Symbols and fields are as in Figure 5.23 and 5.24.

Apart from Th (3.4–23.9 ppm) and U (0.6–5.2 ppm) that show a broadly positive trend against SiO₂ (Figure 5.26), HFSE contents do not display any clear correlation with the level of differentiation and are homogeneously high (Nb = 13–35 ppm; Zr = 146–799 ppm; Y = 30–70 ppm). A similar observation can be addressed for the REE (La = 38.5–156.5 ppm; Gd = 6.1–16.1 ppm; Yb = 3.02–6.82 ppm). Finally, concentrations in transition elements are negatively correlated with SiO₂ (Figure 5.26). V, Sc and Co contents continuously decrease from the diorites (up to 157, 20 and 26 ppm, respectively) to the monzogranites (down to 7, 2 and 1 ppm, respectively). By contrast, Ni and Cr contents are much higher in the diorites (Ni = 43–87 ppm; Cr = 66–182 ppm) than in the granodiorites and monzogranites (Ni = 1–28 ppm; Cr = 2–50 ppm).

As evidenced by major elements, the trace element compositions of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons do not relate them to any other group of archaean plutonic rocks in the northern Kaapvaal craton (Figure 5.26). Their HFSE and REE contents are far too high compared with TTGs and melting products of TTG (biotite-bearing granites). From this point of view, they rather look like sanukitoids, but cannot be related to them, because of notably too high HREE and Y contents ($[Gd/Yb]_N \sim 1$ whereas it is in the range 2–6 for sanukitoids; Heilimo et al., 2010) as well as deep Sr, Eu and Ti anomalies. Such features rather relate these magmas to “oxidized ferroan granitoids” that have very similar mantle-normalized patterns (Dall’Agnol and Oliveira, 2007). Finally, the trace-element signature of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids is also very similar to that of samples from the neighboring Matok pluton (Laurent et al., Section 5.2; Figures 5.25 and 5.26).

5.3.5.3. *Sm–Nd isotopes*

Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios for samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons range between 0.50896 ± 2 and 0.50905 ± 2 (2σ uncertainties on the last significant digit) and, therefore, are not all identical within error. ϵ_{Nd} values are scattered between –2.0 and –3.7 (with typical 2σ uncertainties of ± 0.8). They are homogeneous within error in the diorites (–2.7 to –2.8) and the granodiorites (–3.0 to –3.7), whereas the monzogranites encompass the whole range of ϵ_{Nd} values (–2.0 to –3.6) for a relatively limited range of SiO₂ concentrations (Figure 5.27a). Such a scatter of initial isotopic signatures either reflects (i) slightly heterogeneous sources, or interactions between heterogeneous components regarding Sm–Nd isotopes; or (ii) post-emplacement perturbations of the Sm–Nd isotopic system.

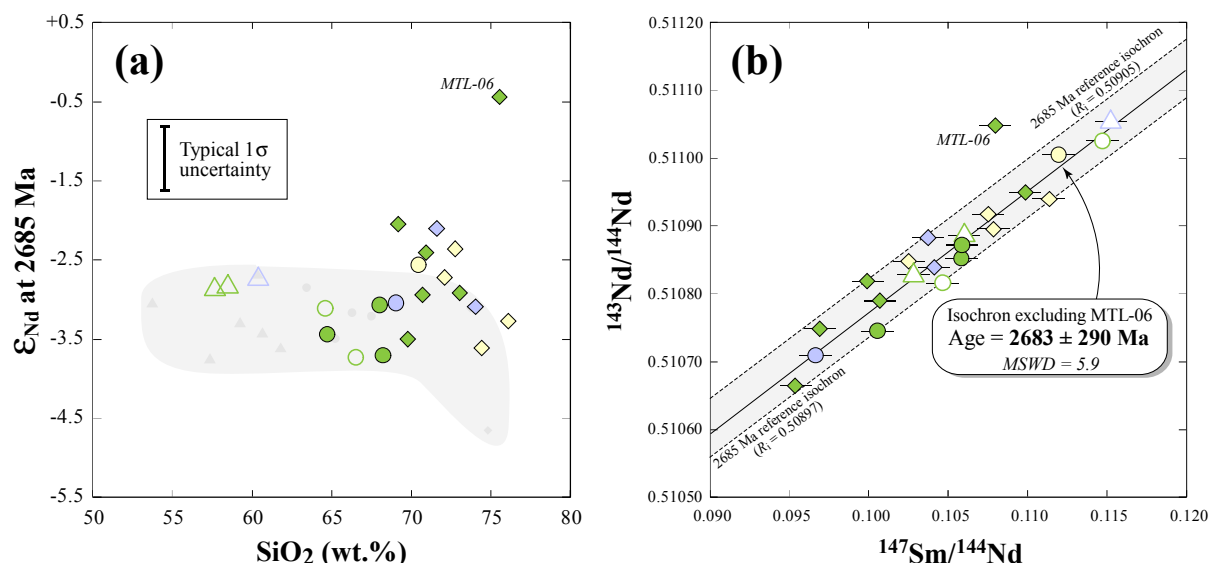


FIGURE 5.27: (a) Plot of the isotopic composition of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsisi plutons at 2685 Ma (expressed as ϵ_{Nd}) as a function of the SiO_2 content. The light grey field and symbols represent data from the neighboring Matok pluton (Laurent et al., Section 5.2); (b) Isotopic composition of the samples plotted in an isochron ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) diagram. All samples (except outlier MTL-06) plot within the envelope defined by reference isochrons at 2685 Ma calculated using two different initial Nd compositions represented by the extreme compositions of the dataset.

The scattered isotopic compositions results in poor definition ($\text{MSWD} = 5.9$) of the Sm–Nd whole-rock isochron (Figure 5.27b). However, it yields an age of 2683 ± 290 Ma that, in spite of large uncertainty, is consistent with the average age of ~ 2685 Ma obtained by U–Pb dating (Laurent et al., in revision). Moreover, all data plot within the envelope defined by two reference isochrons at 2685 Ma calculated using the average $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of the samples and considering as initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios the two extreme compositions defined by the sample dataset. Both observations support that the scatter observed in the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ diagram is not related to post-emplacement perturbations but rather reflects heterogeneous initial isotopic signatures.

On the other hand, the initial ϵ_{Nd} of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsisi plutons plot over the isotopic evolution trends of TTG samples from the Goudplaats–Hout River gneiss suite (Figure 5.28), whose ϵ_{Nd} ($t = 2685$ Ma) for these rocks are scattered between -2 and -5 (data from Barton et al., 1992; Kreissig et al., 2000 and unpublished data from O. Laurent). Furthermore, Nd model ages (T_{DM}) of our samples spread between 2980 and 3150 Ma, which is very close to those of local TTG and metasediments (2900–3200 Ma; Kreissig et al., 2000). Both observations imply that old continental crust from the Pietersburg

block played a role in the genesis of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids. Such a conclusion is consistent with that of Zeh et al. (2009) who reported a ϵ_{Hf} of -2.6 ± 1.9 for zircons extracted from a sample of the Mashashane pluton. Finally, the ϵ_{Nd} of Mashashane, Matlala and Moletsi plutons overlap that of samples from Matok (Figure 5.27a and 5.28), emplaced at the same time and which average ϵ_{Nd} is -3.3 (Laurent et al., Section 5.2). This observation further supports a genetic link between these rocks and granitoids from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons.

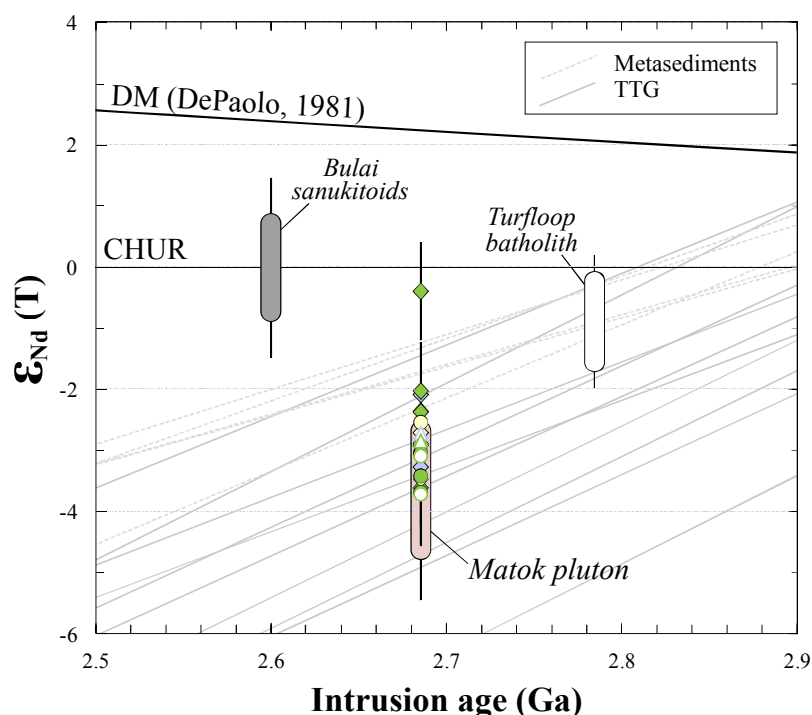


FIGURE 5.28: Plot of the initial isotopic composition (expressed as ϵ_{Nd}) as a function of intrusion age for granitoids and metasediments of the northern Kaapvaal craton (data for TTGs and metasediments are from Kreissig et al., 2000; data for the Turfloop batholith are from Henderson et al., 2000) and the Limpopo belt (data for the Bulai sanukitoids are from Laurent et al., 2011). Data from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons overlap those of the Matok pluton (Laurent et al., Section 5.2) as well as the evolution lines of local TTG.

5.3.6. Petrogenesis of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids

5.3.6.1. Reworking of older crust?

The Mashashane, Matlala and Moletsi plutons lack any mafic component: the dominant monzogranites are indeed silicic rocks (69–77 wt.%) that are only associated with scarce

intermediate terms (granodiorites, diorites). Such a feature possibly indicates that they represent pure crust-derived melts. This assumption is consistent with Nd isotopic data, which indicate that they were at least partly derived from older continental crust (Section 5.3.5.3). In most Archaean cratons worldwide, high-K biotite-bearing granites are generally considered as being derived from melting of older TTGs (e.g. Sylvester, 1994; Frost et al., 1998; Champion and Sheraton, 1997; Moyen et al., 2003; Vijaya Kumar et al., 2011; Mshiu and Maboko, 2012). Alternatively, reworking of metasediments could have played a role in the genesis of these granites (e.g. Breaks and Moore, 1992; Frost et al., 1998; Moyen et al., 2003). Both lithologies (TTGs and metasediments) are widely exposed in the northern Kaapvaal craton (Kreissig et al., 2000). In addition, mafic rocks (amphibolites) locally coexist with the TTG gneisses (Brandl et al., 2006; Robb et al., 2006) and could also represent a possible source.

We have compiled major-element compositions of a wide range of experimental melts produced by melting of several sources at crustal pressures (3–10 kbar), including metasediments (Vielzeuf and Holloway, 1988; Patiño-Douce and Johnston, 1991; Patiño-Douce and Beard, 1996; Pickering and Johnston, 1998), tonalitic rocks (Patiño-Douce and Beard, 1995; Singh and Johannes, 1996; Watkins et al., 2007) and low- to high-K mafic to intermediate igneous rocks (Beard and Logfren, 1991; Wolf and Wyllie, 1994; Skjerlie and Johnston, 1996; Sisson et al., 2005; Bogaerts et al., 2006; Tatsumi and Suzuki, 2009). The compositions of experimental melts are compared to that of natural samples in Figure 5.29. It highlights that the source of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids can be represented by neither TTGs, nor metasedimentary rocks, nor low-K amphibolites. In particular, the monzogranites have too low Al_2O_3 and too high $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ contents for them to be TTG-derived melts. Their CaO contents are higher than those of pelite-derived melts. The $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios of the granitoids are too low with respect to the latter, but are also too high compared with melts derived from low-K mafic lithologies. On the other hand, the compositions of some samples are consistent with melting of metagreywackes. Nevertheless, the isotopic signature of metasedimentary rocks from the greenstone belts of the northern Kaapvaal craton are greater ($\epsilon\text{Nd} = -1$ to -2) than that of our samples ($\epsilon\text{Nd} = -2$ to -4), indicating that they are unlikely to represent the source. Furthermore, experimental melts derived from metagreywackes show a relatively tight compositional range compared with our samples, and such a process is therefore unlikely to account for the whole magmatic suite.

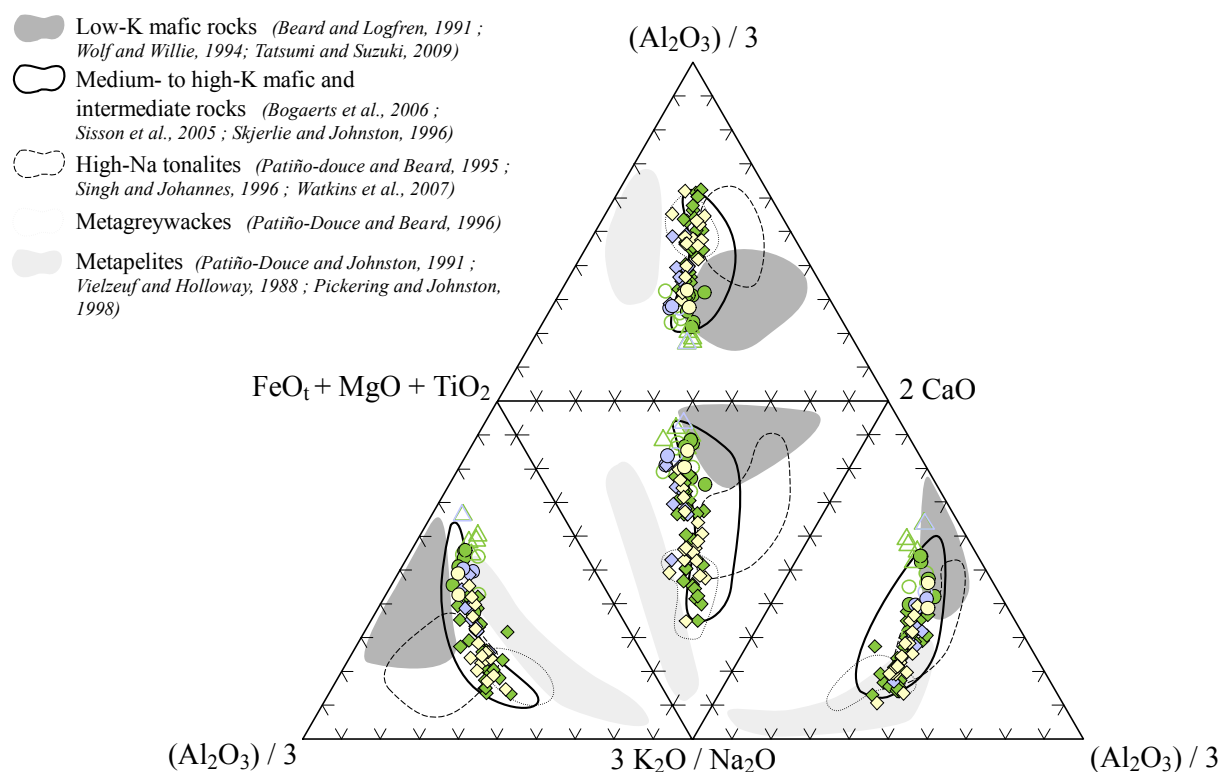


FIGURE 5.29: Major-element compositions of experimental melts derived from a wide range of crustal sources, presented in a $(\text{Al}_2\text{O}_3/3)$ – $(\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ – $(2 \times \text{CaO})$ – $(3 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ tetrahedron projected from each apex. The composition of samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons are also plotted. Their geochemical variability only fits with the experimental liquids derived from medium- to high-K mafic and intermediate sources. Symbols are as in Figure 5.23.

Trace element modeling is equally inconclusive: modelled liquids produced by melting of local TTGs and amphibolites do not adequately fit the trace-element patterns of the granitoids (Figure 5.30). The trace element compositions of computed melts derived from metasedimentary sources (metapelites and metagreywackes) are closer to that of the samples, but display more pronounced Nb negative anomalies and different shapes for REE profiles (Figure 5.30). In particular, the La/Yb ratio is higher in metagreywacke-derived melts than in our samples, and lower in metapelite-derived ones. As a result, the only remaining possibility is that the granitoids from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons have been produced by differentiation of a medium to high-K, intermediate to mafic source rock. Indeed, their compositional range in major elements closely matches that of experimental melts derived from such sources (Figure 5.29).

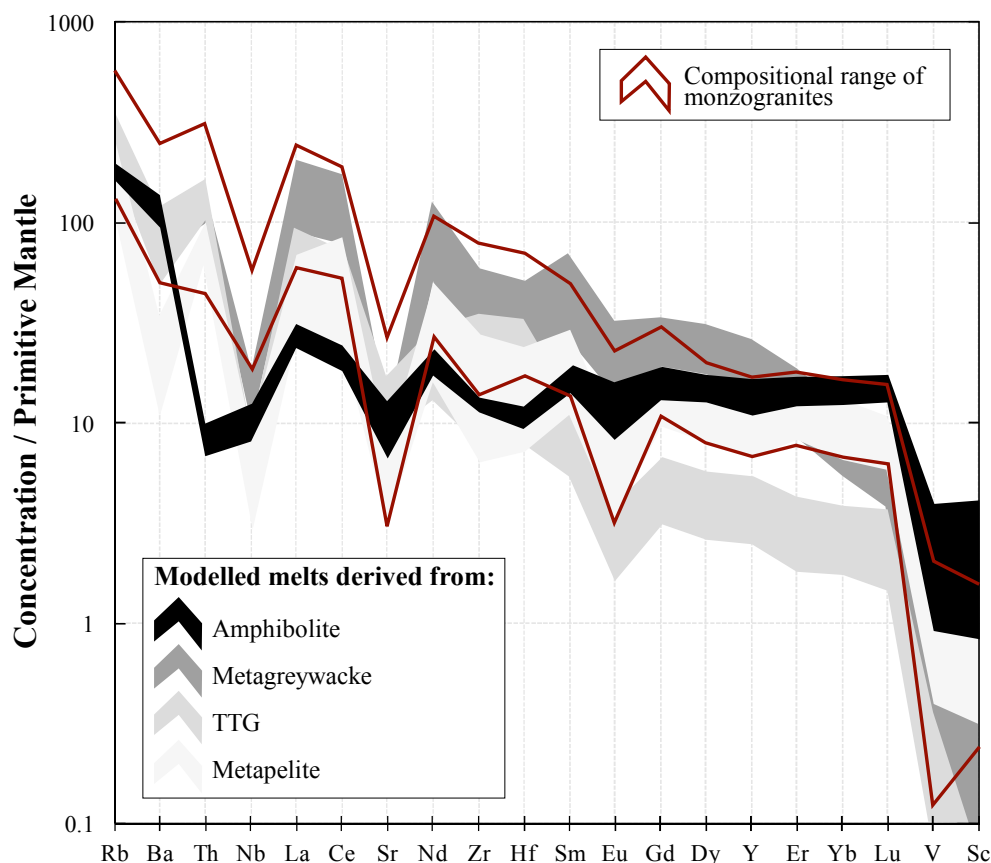


FIGURE 5.30: Mantle-normalized (normalization values as in Figure 5.25) trace-element diagram for the monzogranites (extreme compositions represented by the red patterns) and modeled liquids derived from amphibolites, metagreywackes, TTG and metapelites. For each model, we used the batch melting equation of Shaw (1976), using partition coefficients from the database of Laurent *et al.* (2012) and starting compositions represented by samples or average of samples from Kreissig *et al.* (2000) (metasediments and TTG) and Laurent (2012) (amphibolite). The modal composition of the residual solids and mass fractions of liquid were determined on the basis of experimental studies of: (1) Tatsumi and Suzuki (2009) for amphibolites; (2) Patiño-Douce and Beard (1996) for metagreywackes; (3) Watkins *et al.* (2007) for TTG and (4) Patiño-Douce and Johnston (1991) for metapelites. Except for amphibolites ($P = 3$ kbar, $T = 1100^{\circ}\text{C}$), we selected runs carried at 7–8 kbar and $850\text{--}875^{\circ}\text{C}$.

5.3.6.2. Nature of the source component and differentiation process

In the northern Kaapvaal craton, the only lithologies that could represent the source of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids are diorites from the Matok pluton. Indeed, the latter are intermediate ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}62$ wt.%) and medium- to high-K calc-alkaline ($\text{K}_2\text{O} = 1.1\text{--}2.8$ wt.%) rocks. Such as our granitoids, they bear geochemical and petrographic affinities with oxidized A-type granites, i.e. low Al_2O_3 and high FeO_t contents (Laurent *et al.*, Section 5.2). Consistently, major-, trace element and isotopic characteristics point to a genetic link between Matok and the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids (see Section 4.3.5).

In addition, Harker diagrams for some trace-element ratios clearly highlight that all samples belong to a unique differentiation trend (Figure 5.31). In particular, Sr/Nd, Eu_N/Eu^* and Ti/Y ratios are negatively correlated with SiO_2 . In other words, it shows that Sr, Eu and Ti anomalies are progressively more pronounced in the course of differentiation, indicating that plagioclase, amphibole and Fe–Ti oxides were important fractionating phases. By contrast, the Th/Ba ratio increases together with SiO_2 , indicating that Th (and U) anomaly is less and less pronounced as Th is highly incompatible in these major minerals. K/Na increases with SiO_2 , but conversely, K/Rb globally decreases, suggesting that biotite did not exert a significant control during magmatic evolution. REE fractionation is globally identical throughout the suite, as the La/Yb ratio shows a flat trend when plotted against SiO_2 . However, the La/Sm ratio increases whereas the Gd/Yb ratio decreases, indicating that the MREE are fractionated from the LREE and HREE in more and more felsic magmas, presumably because they were scavenged in minerals such as amphibole and apatite. Finally, the Nb/Ta ratio decreases from the diorites towards the monzogranites and again points to amphibole fractionation.

Consequently, the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids likely derive from differentiation of an intermediate to mafic component similar in composition to the Matok diorites. This differentiation required the fractionation of a solid phase mostly made up of plagioclase + amphibole (\pm Fe–Ti oxides and apatite), either by crystallization or partial melting. Because all rock types are coeval (see Section 5.3.3), and because the dioritic enclaves in the granitoids (interpreted as magmatic blebs; see Section 5.3.3) share identical major-, trace element and isotopic signatures with the Matok diorites, differentiation more likely occurred by fractional crystallization. Moreover, differentiation of the diorites by partial melting would imply that they must be amphibole- and biotite-bearing, so that they could undergo significant dehydration melting. This is not always the case of the Matok diorites that more often contain both clino- and orthopyroxene, witnessing a relatively anhydrous bulk composition (Barton et al., 1992; Bohlender et al., 1992; Rapopo, 2010; Laurent et al., Section 5.2). In addition, as pointed out by Clemens and Watkins (2001), dehydration melting would not account for the high H_2O contents of the granitoids (see Section 5.3.4), unless considering low melting temperatures ($<800^\circ\text{C}$). Experiments on analogue medium- to high-K mafic and intermediate sources show that the genesis of liquids similar in composition to our

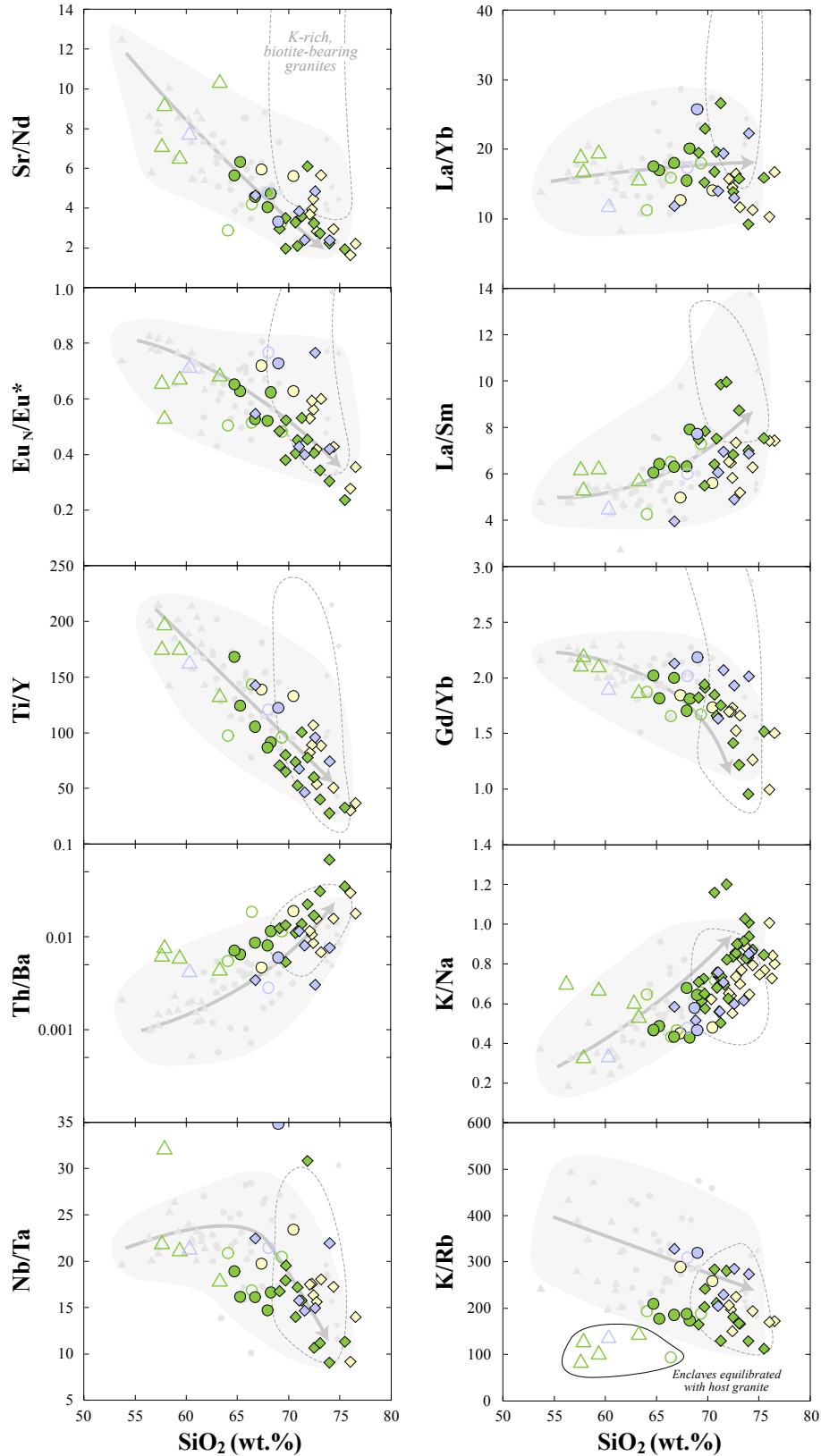


FIGURE 5.31: Evolution of selected minor- and trace element ratios as a function of SiO_2 content for the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids as well as the Matok pluton (data from Laurent *et al.*, Section 5.2). The dashed field represents the composition of high-K biotite-bearing granites from the northern Kaapvaal craton, derived from melting of TTG (data from Henderson *et al.*, 2000 and unpublished data from O. Laurent). Symbols are as in Figure 5.23.

samples (~65–75 wt.% SiO₂) requires higher temperatures, in the range 800–950°C (Skjerlie & Johnston, 1996; Sisson et al., 2005; Bogaerts et al., 2006), precluding any role played by dehydration melting. Finally, water-present melting is unlikely to have occurred, as it triggers extensive breakdown of plagioclase in the source (Beard and Logfren, 1991). Such a process would give rise to Al₂O₃- and CaO-rich melts (Bogaerts et al., 2006), which does not match the composition of the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons. Therefore, the origin of these monzogranites unlikely results from partial melting of Matok diorites, and is rather accounted for by fractional crystallization processes.

5.3.6.3. Modeling fractional crystallization from dioritic melts

Because diorites from the Matok pluton and granitoids from the Mashashane, Matlala and Moletsi ones all plot along single trends within Harker plots for most major elements (see Section 5.3.5.1 and Figure 5.24), we considered that the latter derive from differentiation of the former through a single-stage fractional crystallization process. For purposes of modeling, we used the average composition of diorites and monzogranites to represent the parent and daughter melts, respectively. The composition of the residual solid was calculated by mass balancing the composition of the parental melt, the daughter melt and mineral phases, using the XLFRAC algorithm of Störmer and Nicholls (1978). Results are presented in Table 5.2.

The calculated cumulate is largely dominated by plagioclase (An₃₀) and amphibole (both representing >85 wt.%) together with magnetite, biotite, ilmenite and apatite. This modal composition is fully consistent with the nature of fractionating phases inferred on the basis of trace element ratios (see Section 5.3.6.2). Furthermore, it is in good agreement with phase relationships in an experimental run of Bogaerts et al. (2006), for which starting and final compositions are closely similar to the diorites and monzogranites, respectively (Table 5.2). In addition, fractional crystallization of amphibole- and plagioclase-dominated cumulates accounts for (1) the presence of angular and coarse-grained enclaves in the monzogranites, bearing the same modal composition and likely representing remnants of these refractory solids (see Section 5.3.3); and (2) frequent pseudomorphs of amphibole or amphibole + plagioclase clots, witnessed by fine-grained biotite + epidote aggregates in the monzogranites and presumably representing incomplete separation of the crystallized phases. As a result, our calculated cumulate appears robust regarding experimental, petrographic and geochemical data and thus can be used for trace-element modeling.

TABLE 5.2: Results of major-element modeling for fractional crystallization, based on mass balance between parental melts (average Matok diorites), daughter melts (average monzogranites) and mineral phases (compositions are from unpublished data of Rapopo, 2010). The results are compared with those of experimental run 50-30 of Bogaerts et al. (2006).

Parent melt		Mineral phases							Daughter melt		
98N50 ^a (Bogaerts et al. 2006)	Average Matok diorites ^b	Amp	Ap	Bt	Ilm	Mag	Pl	Mass fraction of liquid (%) ^c	Zr ^{2d}	Liquid in run 50-30 (Bogaerts et al., 2006)	Average of monzo-granites
		X in cumulate (%) ^e	39	2	2	2	4	51	42	0.58	
		X in run 50-30 (%) ^e	53	Tr.	Tr.	3	7	37	57	0.04	
<i>Major oxides (wt.%)^f</i>											
SiO ₂	60.58	60.73	47.78	0.50	39.6	0.52	n.a.	63.30	73.05	73.43	
TiO ₂	1.75	1.74	1.31	n.a.	1.65	48.95	n.a.	n.a.	0.23	0.48	
Al ₂ O ₃	13.89	14.47	6.89	0.01	15.1	0.31	n.a.	22.8	14.92	13.29	
FeO _t ^g	9.32	7.95	18.49	0.03	22	50.00	100	0.01	1.34	2.29	
MgO	2.16	2.93	11.36	0.01	11.3	0.21	n.a.	0.03	0.10	0.58	
CaO	5.38	5.50	12.00	56.22	n.a.	0.01	n.a.	5.12	2.08	1.37	
Na ₂ O	3.17	3.85	1.22	n.a.	0.01	n.a.	n.a.	8.65	3.42	3.91	
K ₂ O	2.90	2.06	0.95	n.a.	10.3	n.a.	n.a.	0.05	4.85	4.50	
P ₂ O ₅	0.86	0.77	n.a.	43.23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.15	

^aSample of the oxidized A-type Lyngdal granodiorite (~950 Ma) from Southern Norway; ^bAverage of 15 samples from Laurent et al. (Section 5.2); ^cMass fraction of liquid calculated in our model (first row) and present in equilibrium with mineral phases in experimental run of Bogaerts et al. (2006) (second row); ^dSum of squared residuals between calculated and measured values; ^e X = mass fraction of mineral in cumulate; ^fAll compositions recalculated on anhydrous basis; ^gAll iron expressed as FeO.

Results of modeling are presented in binary diagrams where trace-element concentrations are plotted as a function of V content (Figure 5.32). The latter is considered as a good differentiation index, since it is relatively well correlated with SiO_2 ($R^2 = 0.92$). Crystallization trends were calculated using two extreme Kd values, using the database of Laurent et al. (2012). In most cases, those trends do not fully match the geochemical variability of the magmatic suite and only account for the composition of some samples (especially the REE- and HFSE richer ones). Therefore, an additional and external process, such as open-system crystallization (i.e. coupled with assimilation or mixing) is required to reproduce the compositions of the whole dataset. As shown in Figure 5.31, trace-element ratios in the monzogranites often overlap those of K-rich biotite-bearing granites of the northern Kaapvaal craton, or show some scatter from the global trend towards their composition. Consequently, differentiated melts from the Matok diorites possibly mixed with such granitic liquids during magmatic evolution. This assumption is fully supported by modeling, as samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons, as well as Matok granodiorites, systematically plot in-between the “pure” fractional crystallization trends and the mixing line between diorites and biotite-granites (Figure 5.32). Depending on the element considered, the relative proportion between crystallization and mixing appears different for a given sample (Figure 5.32). However, this might result from the use of inappropriate partition coefficients for some elements (e.g. Sr), or slightly different compositions for mixing end-members. Indeed, both diorites and biotite-granites show some scatter in the studied diagrams, giving rise to a wide range of possible mixing trends that cannot be fully resolved within the same model. As a result, we consider that modeling fractional crystallization coupled with mixing reasonably well accounts for the geochemical variability of our dataset.

The origin of the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids by fractional crystallization coupled with mixing not only accounts for their trace-element composition, but also explains their isotopic heterogeneity. Indeed, the chemistry of the biotite-bearing granites is consistent with an origin through partial melting of TTGs gneisses (Kreissig et al., 2000; Henderson et al., 2000; Robb et al., 2006). TTGs of the northern Kaapvaal encompass a wide range of ϵ_{Nd} at 2685 Ma, which is similar to the range observed in our samples (–2 to –5; Kreissig et al., 2000). Therefore, mixing between a melt derived from diorite crystallization (ϵ_{Nd} of ca. –3) and liquids resulting from TTG melting would give rise to scattered isotopic compositions

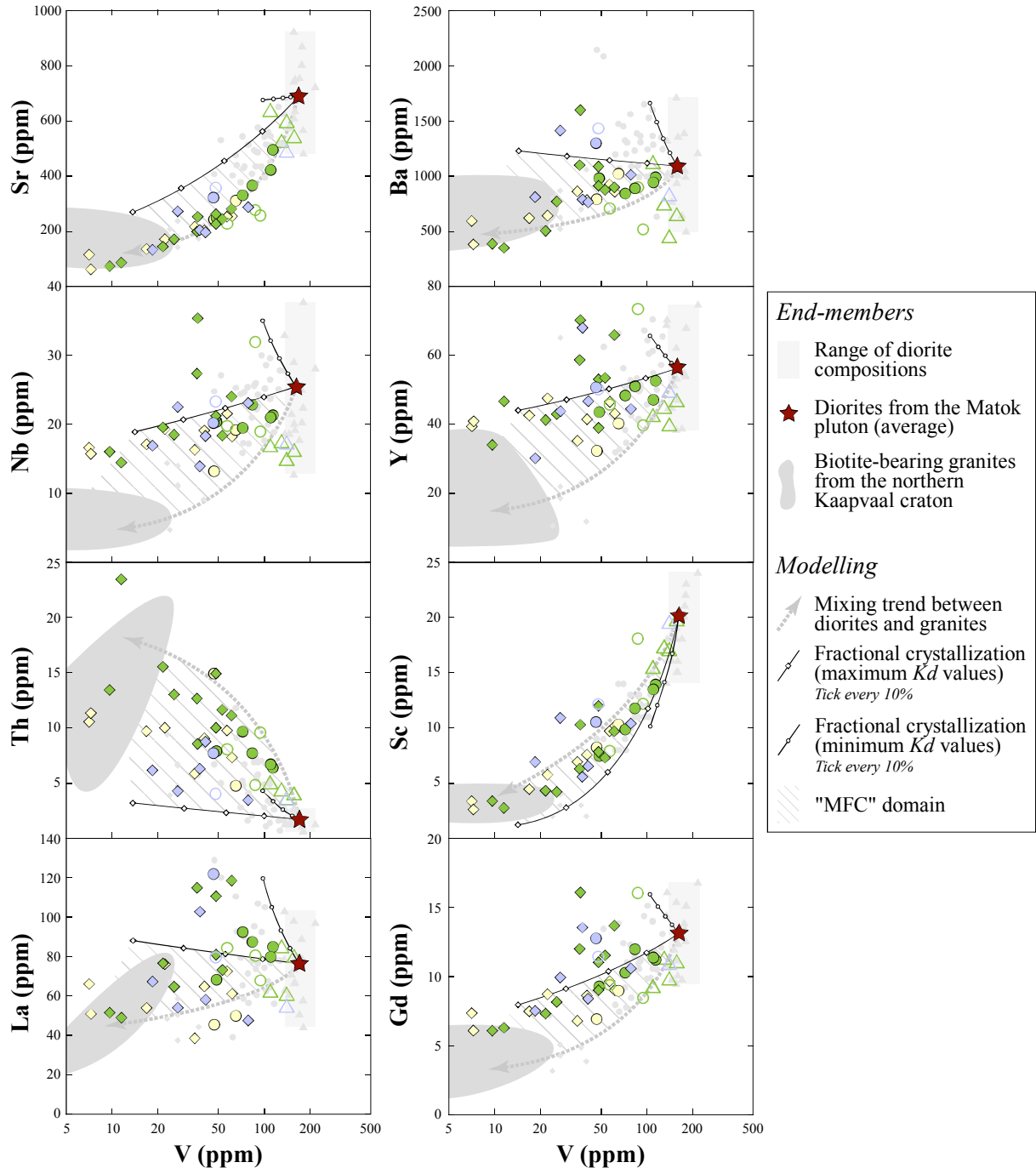


FIGURE 5.32: Concentration of selected trace elements in the Mashashane, Matlala and Moletsi samples plotted against V contents, used as a proxy for the differentiation index. Compositions of samples from the Matok pluton (data from Laurent et al., Section 5.2) are also represented. The black lines represent the compositional evolution of the parental melt (average diorites from the Matok pluton, red star) through 0–40% fractional crystallization, using the Rayleigh equation and a range of partition coefficients (dataset of Laurent et al., 2012). The dashed arrow represents a possible mixing trend between this parental composition and felsic melts similar in composition to the biotite-bearing granites of the northern Kaapvaal (data from Henderson et al., 2000 and unpublished data from O. Laurent). The dashed field represents the compositions of melts derived from various relative proportions of fractional crystallization and mixing (Mixing plus Fractional Crystallization–“MFC”), accounting for the geochemical diversity of most samples from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons.

between -2 and -5 , which is consistent with our observations (see Figure 5.27a). As a result, we suggest that intrusion of dioritic melts possibly induced partial melting of the surrounding TTGs, and the resulting liquids were subsequently assimilated in the course of differentiation. Various relative proportions of crystallization and mixing gave rise to the observed range of compositions for the samples of Matok, Mashashane, Matlala and Moletsi plutons.

5.3.7. Discussion

5.3.7.1. On the origin of the “crustal” signature in granitoid rocks

The monzogranites from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons bear a strong “crustal” signature: they are mostly K-feldspar rich, biotite-bearing silicic rocks that are not associated with significant amounts of mafic terms. Moreover, their isotopic signature overlaps that of the local continental crust at the time of emplacement. Consequently, on the basis of petrography and isotopic composition only, their origin could be unequivocally linked to melting of old, felsic igneous crustal rocks.

However, as discussed in the previous section, this process cannot reproduce the major- and trace element composition of the granitoids. Indeed, they rather derive from fractional crystallization of a parental melt represented by the diorites of the Matok pluton. Granitic liquids derived from melting of the surrounding TTG only played a subordinate role as assimilated material in the course of differentiation. In spite of being relatively mafic ($\text{SiO}_2 = 53\text{--}62$ wt.%), the Matok diorites already bear this “crustal” signature, including richness in incompatible elements and negative ϵ_{Nd} values (ca. -3 at 2685 Ma) that cannot result from crustal contamination of a mafic melt, but rather reflects crust-mantle interactions at mantle levels (Laurent et al., Section 5.2). These interactions resulted in a “sanukitoid-like” component that played a major role in the petrogenesis of the Matok diorites. As a result, the “crustal” signature of the Mashashane, Matlala and Moletsi monzogranites is inherited from both the enriched mantle-derived parental component and interactions with local continental crust.

The importance of enriched mantle as imparting a “crustal” signature to granitoid rocks has already been highlighted for a variety of other rock types. They include in particular high-K calc-alkaline plutons and batholiths, in particular in collisional and post-collisional settings (e.g. Janoušek et al., 2000; Roberts et al., 2000; Christophides et al., 2007; Karsli et al., 2007;

Slaby and Martin, 2008; Clemens et al., 2009), as well as late-Archaean sanukitoids themselves (Stevenson et al., 1999; Laurent et al., 2012). Interestingly, all these granitoids are characterized by similar differentiation processes as the Mashashane, Matlala and Moletsi monzogranites, i.e. fractional crystallization of a parental, mafic component and various degrees of interactions with felsic melts. This shows that the geochemical signature of a wide range of crustal granitoids likely results from the interplay between intracrustal differentiation and involvement of enriched mantle sources. Both components are generally undistinguishable on the basis of isotopic arguments only. Indeed, the addition of small amounts (no more than 10%) of continental material to the mantle is sufficient to completely overprint the isotopic composition of the latter. Consequently, the resulting hybrid component bears an apparent, purely “crustal” signature. This highlights the importance of coupling isotopic studies with whole-rock elemental geochemistry to unravel the petrogenesis of crustal granitoids.

5.3.7.2. Continental recycling at both crust and mantle levels

Late-Archaean plutonic rocks sharply contrast in composition and petrogenetic processes with older TTG series (e.g. Sylvester, 1994). In a synthetic view, the emplacement of considerable volumes of granitic rocks at the end of the Archaean would reflect the onset of intracrustal differentiation with respect to Archaean crustal growth (e.g. Kemp and Hawkesworth, 2003). From this perspective, the genesis of these granitoids involves primarily the reworking of older crustal lithologies. Such processes do certainly occur: voluminous biotite-bearing granites, as well as two-mica leucogranites, are common in all late-Archaean terranes worldwide and clearly represent melting of TTG or metasediments, respectively (e.g. Breaks and Moore, 1992; Feng and Kerrich, 1992; Althoff et al., 2000; Moyen et al., 2003; Liu et al., 2004; Whalen et al., 2004; Vijaya Kumar et al., 2011; Mshiu and Maboko, 2012).

Nevertheless, the simplicity of this view is challenged by recent studies, which evidenced a mixed crust–mantle origin for many late-Archaean granitoids such as sanukitoids (Shirey and Hanson, 1984; Stern and Hanson, 1991; Smithies and Champion, 2000; Moyen et al., 2001; Martin et al., 2005, 2009; Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2010; Laurent et al., 2011), their derivatives (Steenfelt et al., 2005; Almeida et al., 2011; Mikkola et al., 2011b; Laurent et al., 2012, see also Section 5.2) and other unusual granite types (this study). The common petrogenetic link between these granitoids is their ultimate derivation from a hybrid mantle

source. The latter is generated by interactions between peridotite and a component rich in incompatible elements that could be either a hydrous fluid or a felsic melt. Both components could derive directly from crust-derived material, such as metasediments (Smithies et al., 2004; Halla, 2005; Laurent et al., 2011, Section 5.2) or represent differentiates of mafic lithologies, i.e. felsic liquids of TTG affinity with a strong “crustal” signature (Smithies and Champion, 2000; Moyen et al., 2001, 2003; Martin et al., 2005, 2009; Rapp et al., 2010; Heilimo et al., 2010). As a result, the petrogenesis of a wide range of late-Archaean granitoids implies recycling of differentiated and crust-derived material within the mantle.

The Archaean-Proterozoic transition has long been considered as the onset of global continental recycling, with respect to Archaean times dominated by crustal growth (Taylor and McLennan, 1985; Hawkesworth and Kemp, 2006; Belousova et al., 2010; Dhuime et al., 2011). The petrogenetic study of late-Archaean granitoids shows that these recycling processes do not only proceed as classical intracrustal differentiation, but also reflects the introduction of felsic material within the mantle. Both mechanisms prevail since the end of the Archaean, as they equally contributed to the genesis of post-Archaean granitoids (e.g. Barbarin, 1999; Kemp and Hawkesworth, 2003), such as high-K calc-alkaline suites that are typical counterparts of late-Archaean sanukitoid suites (Laurent et al., 2012). Additionally, this close spatial and temporal association of enriched mantle-derived and crust-derived magmas in late-Archaean terranes likely depicts the initiation of modern-style subduction and collision tectonics (e.g. Moyen et al., 2003; Whalen et al., 2004; Halla *et al.*, 2009; see Section 5.2.7.4). Indeed, such settings are associated with crustal thickening, high thermal gradients and mantle enrichment that favour the genesis of a large spectrum of granitoids from a wide range of sources.

As a result, we consider that the Archaean-Proterozoic transition represents a critical threshold in the balance between genesis and recycling of the continents. During the Archaean, high thermal regimes (Nisbet et al., 1983; Bickle, 1986; Korenaga, 2007, 2008) favoured the genesis of massive volumes of mafic material from the mantle and their subsequent differentiation to produce juvenile continents of TTG composition. By the end of the Archaean, decreasing temperature and increasing continental volume presumably led to the stabilization of large, thick and stiff continental masses that could undergo significant internal differentiation, and were rigid enough for stable subduction to occur at the margins.

This resulted in a larger contribution of recycling processes to the global mass balance of the continents.

5.3.7.3. Implications for the origin of oxidized A-type granites

A-type granites are quite diverse in terms of petrography, geochemistry and conditions of emplacement. They can be roughly divided into two groups (e.g. Eby, 1992; Anderson and Bender, 1989; Dall'Agnol and Oliveira, 2007), namely reduced, ilmenite-series A-type and oxidized, magnetite-series ones. The differences between both groups are largely interpreted as reflecting various fO_2 , a_{H_2O} and depth of melting of meta-igneous, mafic–intermediate calc-alkaline or tholeiitic sources (e.g. Clemens et al., 1986; Anderson and Bender, 1989; Eby, 1992; Frost and Frost, 1997; Patiño-Douce, 1997; Dall'Agnol et al., 1999a,b; Klimm et al., 2003; Dall'Agnol and Oliveira, 2007). Melting of igneous crustal sources might be efficient to generate the relatively high-temperature and anhydrous compositions of the reduced A-type granites, but unlikely accounts for the high H_2O contents of the oxidized ones (Bogaerts et al., 2006). By contrast, fractional crystallization of mantle-derived melts does (Vander Auwera et al., 2007), which is consistent with our results on late-Archaeon granitoids from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons. As a result, oxidized A-type granitoids more likely represent fractionates of mafic magmas rather than partial melts of igneous crustal protoliths. Importantly, the ferroan affinity of the Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi granitoids, as expressed by the $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ ratio, is positively correlated with SiO_2 (Figure 5.33). This cannot result from assimilation of TTG-derived melts, as the latter display significantly lower $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ ratios for a same level of silica saturation (Figure 5.33). Therefore, the ferroan character of the Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi monzogranites was necessarily acquired through differentiation processes. Specifically, the trend defined by the samples crosses the boundary between magnesian and ferroan fields (as defined by Frost et al., 2001) at ~65 wt.% SiO_2 . This shows that some clearly ferroan ($FeO_t/[FeO_t+MgO] > 0.75$), high-silica granites can be generated by differentiation of moderately ferroan ($FeO_t/[FeO_t+MgO] = 0.60–0.75$) intermediate to mafic melts without significant input of Fe-rich material.

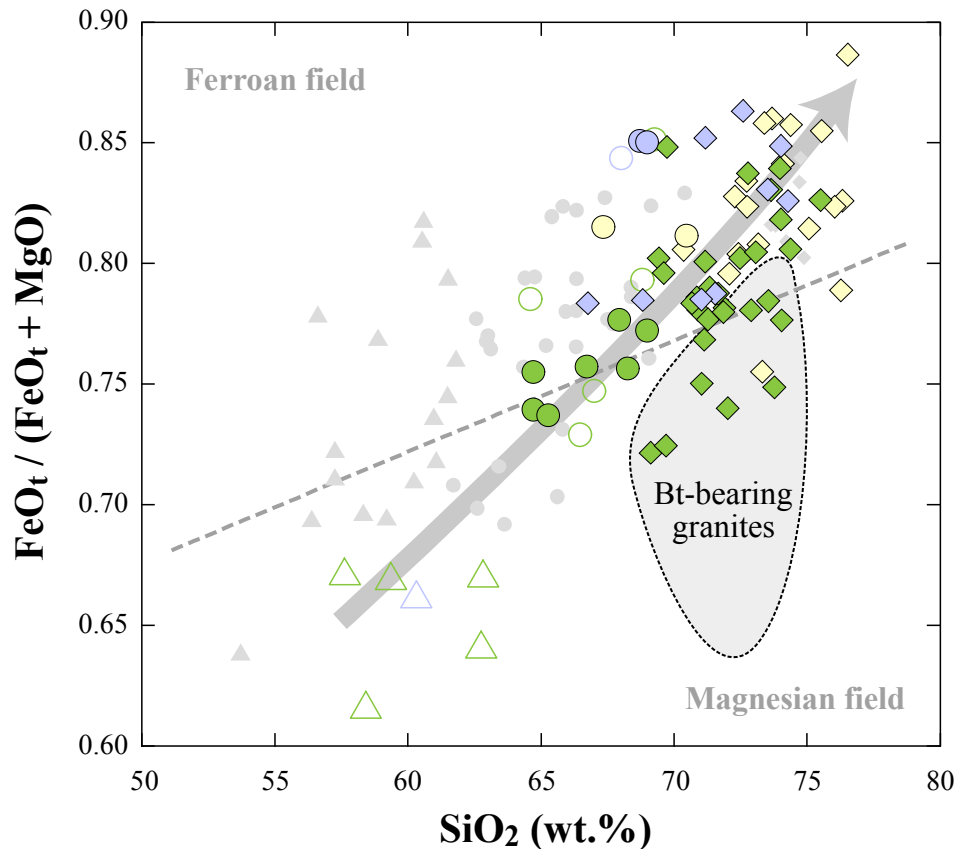


FIGURE 5.33: Plot of $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ as a function of SiO_2 content for the Mashashane, Matlala, Matok and Moletsi samples (symbols as in Figure 5.24). The “ferroan” and “magnesian” fields are after Frost et al. (2001). As illustrated by the grey arrow, the $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ of the samples continuously increase in course of differentiation and do not point to the (magnesian) composition of the assimilated melts, i.e. TTG-derived liquids represented by biotite-bearing granites (data from Henderson et al., 2000 and unpublished data from O. Laurent). As a result, the granitoid acquired their ferroan (A-type) signature through crystallization from relatively magnesian melts.

Granitoids from the Mashashane, Matlala and Moletsi plutons also share similar trace-element patterns with oxidized A-types granitoids (see Section 4.3.5.2). In that case, their trace-element signature is inherited from the parental magma (i.e. the Matok diorites) and, ultimately, from the enriched mantle component that imparted this signature to the latter (Laurent et al., Section 5.2). Consequently, the trace-element signatures of the oxidized ferroan granitoids likely results from the involvement of enriched mantle sources and do not record significant interactions with pre-existing crust. From a broader point of view, contribution of enriched mantle sources to the genesis of crustal granitoids is typical of late-to post-collisional settings (e.g. Pitcher, 1987; Nardi and Bonin, 1991; Bonin *et al.*, 1998; Liégeois et al., 1998; Barbarin, 1999; Debon and Lemmet, 1999; Bonin, 2004; Clemens et al., 2009). Consequently, oxidized A-type granites likely depict the common occurrence of

convergent settings and horizontal plate tectonics since the late-Archaeon, and are not intraplate magmas such as “true” alkaline granites. This supports that purely “anorogenic” character of some A-type granites has been questioned by several authors on the basis of their geochemistry and conditions of emplacement (Whalen et al., 1987; Nardi and Bonin, 1991; Eby, 1992; Dall’Agnol and Oliveira, 2007).

5.3.8. Summary and conclusions

The Mashashane, Matlala and Moletsi plutons, which emplaced at ~2685 Ma in the northern Kaapvaal craton in South Africa, are mainly composed of monzogranites, with subordinate amounts of intermediate rocks (granodiorites and diorites). Their petrographic features point to emplacement as H₂O-rich and oxidized magmas. Major- and trace element geochemistry does not relate them to any previously defined group of Archaean granitoids (Moyen et al., 2003). Rather, they are closely similar in nature and composition to proterozoic, oxidized ferroan granitoids (Dall’Agnol and Oliveira, 2007).

Sm–Nd isotopic signatures of the monzogranites point to an origin by recycling of Archaean, felsic continental crust from the northern Kaapvaal craton. However, this hypothesis is not supported by major- and trace element geochemistry that is rather consistent with differentiation of a medium- to high-K, mafic to intermediate component. In the area, the latter is uniquely represented by the diorites of the nearby Matok pluton that show compositional overlap with the Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids, notably in terms of initial isotopic signature. The geochemistry of Matok diorites evidences the contribution of an enriched mantle-derived component in their genesis (Laurent et al., Section 5.2). The Mashashane, Matlala and Moletsi granitoids show a continuous trend of evolution from the diorites, which likely result from fractional crystallization of amphibole- and plagioclase-bearing cumulates with minor assimilation of melts derived from the surrounding TTG.

Such a petrogenetic model, which is also typical of many post-Archaeon magmatic suites, highlights that the “crustal” signature of many felsic granitoids does not result only from crustal reworking, but is also inherited from enriched mantle sources. It shows that, since the end of the Archaean, recycling of the continental crust occurred both at crustal and mantle levels, respectively by (i) anatexis of older felsic lithologies and (ii) interactions between differentiated material and mantle peridotite. These geochemical and petrogenetic features are

scarce in the Archaean magmatic record, whereas they dominate in the late-Archaean, indicating that major geodynamic changes took place that time. The latter likely results from the onset of modern-style plate tectonics.

In addition, the petrogenetic processes proposed to account for the genesis of the late-Archaean Mashashane, Matlala and Moletsi plutons is equally applicable to proterozoic oxidized A-type granitoids. Therefore, the latter derive from differentiation of coeval mafic melts derive from enriched mantle sources, which likely took place in post-collisional settings. This indicates that a significant part of A-type magmatism is related to convergent tectonic environments (end of subduction-collision cycles) and are not purely anorogenic in character.

Acknowledgements

This study benefited of funding from a NRF/CNRS Scientific Cooperation program PICS number 4828 and international CNRS !Khure program co-operated between France and South Africa. We would like to thank the University of Stellenbosch (South Africa), in particular G. Stevens, for funding and logistic support during fieldwork and sampling. We are indebted to D. Auclair, P. Télouk, M. Benbakkar, J.L. Piro and J.L. Devidal for their skilful support during analytical sessions. Most of the diagrams presented in this paper were plotted using the GCDKit software v2.30 (Janoušek et al., 2006).

References

(see general bibliography ; voir la bibliographie générale)

5.4. Synthèse

- (1) Les sanukitoïdes « marginaux » représentent les produits de **l'interaction entre des sanukitoïdes « vrais »**, c'est-à-dire issus d'un manteau hybride, **et des composants issus de la fusion de la croûte continentale** préexistante, qui leur confèrent leur caractère marginal.

- (2) Par conséquent, les sanukitoïdes « marginaux » tracent, au premier ordre, le même mécanisme que les sanukitoïdes « vrais », c'est-à-dire **l'importance des interactions entre le manteau et des composants « enrichis »** dans la pétrogenèse des granitoïdes de la transition Archéen-Protérozoïque.

- (3) D'après ces résultats, les granitoïdes tardi-archéens peuvent donc être séparés en trois groupes, sur la base des processus pétrogénétiques qui participent à leur genèse :

- les **sanukitoïdes « vrais »** (ou *sensu stricto*) résultent des interactions, au niveau mantellique, entre une péridotite et un composant riche en éléments incompatibles ;

- les **granites de fusion crustale** dérivent du recyclage de lithologies crustales pré-existantes (TTG, sédiments, roches mafiques...) ;

- les **sanukitoïdes « marginaux »** sont les produits des interactions entre les deux précédents types de magmas.

- (4) Les sanukitoïdes « marginaux » représentent une **gamme de roches très diversifiée** dont il est difficile de donner une définition générique, car la nature des composants crustaux mis à contribution dans leur pétrogenèse (métasédiments, TTG, roches mafiques...) et les conditions de fusion de ces derniers (oxydantes, réductrices, en présence ou en l'absence d'eau) sont très variables d'un cas à un autre.

- (5) Les mécanismes de différenciation des sanukitoïdes « marginaux » sont très semblables à ceux des sanukitoïdes « vrais » : les faciès les plus felsiques dérivent principalement de la **différenciation à partir d'un liquide intermédiaire ou mafique**, principalement par cristallisation fractionnée, potentiellement couplée à du mélange avec des liquides issus de la fusion de croûte préexistante.

- (6) Ces interprétations démontrent que la **signature isotopique « crustale »** de certains granites est potentiellement **héritée d'un composant mafique parent**, et traduit le recyclage de matériel crustal dans le manteau plutôt que la fusion de croûte ancienne.

Chapitre 6

Evolution géodynamique à la marge Nord du craton du Kaapvaal

Le bloc de Pietersburg est le segment le plus septentrional du craton du Kaapvaal et, comme nous l'avons déjà démontré dans la Section 3.3, sa structuration a eu lieu principalement à la fin de l'Archéen. Plus particulièrement, des volumes importants de granitoïdes, qui constituent aujourd'hui l'essentiel de la surface affleurante, se sont mis en place au cours d'une période de temps relativement restreinte, entre 2950 et 2700 Ma. L'étude de ce magmatisme est donc particulièrement pertinente pour comprendre le contexte géodynamique de formation de la croûte continentale à la marge nord du craton du Kaapvaal. Toutefois, à ce jour, il n'existe pas d'étude synthétique de ce magmatisme pris dans son ensemble.

Des données sont disponibles quant à la pétrogenèse d'un type de granitoïde donné. Par exemple, j'ai montré au cours du chapitre précédent que les plutons du groupe de Matok (Mashashane, Matlala, Moletsi ainsi que Matok lui-même) dérivent d'interactions entre des liquides possédant une forte composante de type sanukitoïde et la croûte continentale pré-existante. Un tel modèle pétrogénétique implique l'existence de mécanismes d'enrichissement du manteau à la fin de l'Archéen. En conséquence, il laisse à penser que des processus tectoniques assez similaires à ceux qui opèrent aujourd'hui ont été responsables de la structuration du bloc de Pietersburg (voir Section 5.2.7.4 et Figure 5.19).

Le but de ce chapitre est de préciser la nature et la chronologie de ces processus tectoniques, au travers de l'évolution spatio-temporelle des granitoïdes du bloc de Pietersburg (Sections 6.2 et 6.3), et ce afin de construire un modèle géodynamique global pour expliquer l'évolution tardi-archéenne à la marge Nord du craton du Kaapvaal (Section 6.4). Enfin, ce modèle sera comparé à un analogue moderne, au travers de l'exemple du Massif Central Français (Section 6.5), afin de discuter des points communs et différences entre les deux régimes.

6.1. Introduction

Ce chapitre est focalisé sur les granitoïdes affleurant au niveau du bloc de Pietersburg, c'est-à-dire, globalement entre la Zone Marginale Sud (SMZ) de la Ceinture du Limpopo, d'une part, et la ceinture de roches vertes de Murchison, d'autre part. La démarche adoptée au cours de ce chapitre est, premièrement, d'identifier et de caractériser les différents types de granitoïdes. Dans un second temps, ces données seront utilisées pour contraindre l'évolution de la nature des sources et des processus pétrogénétiques mis en jeu. Ces résultats serviront enfin à discuter de l'environnement géodynamique dans lequel ces magmas ont pu être engendrés. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur différentes sources de données :

- (1) Les **relations de terrain** entre les différentes phases granitiques ainsi que leurs caractéristiques pétrographiques, étudiées en particulier au cours de la campagne d'échantillonnage d'août 2010 et complétées par les données cartographiques disponibles.

- (2) Des **données géochronologiques**, d'une part acquises dans le cadre de cette étude (voir la Section 3.3) et, d'autre part, publiées ou en cours de publication dans la littérature. En ce qui concerne ce dernier point, de nombreuses datations sont en cours ou ont été menées très récemment dans le secteur du bloc de Pietersburg, par l'équipe d'Armin Zeh (Université J. Goethe, Francfort) ainsi que dans le cadre du travail de thèse de Justine Jaguin (Université de Rennes). Certaines données non publiées provenant de ces travaux sont reportées ici avec leur accord respectif.

- (3) Des données géochimiques en roches totales (**majeurs, traces et isotopes Sm–Nd**), obtenues dans le cadre de ce travail sur les échantillons prélevés lors de la campagne d'août 2010 et couplées à des analyses publiées dans la littérature.

- (4) Des **données isotopiques Lu–Hf** sur zircons séparés, provenant des 15 échantillons ayant fait l'objet de la datation U–Pb présentée dans la Section 3.3. Ces données ont été acquises en coopération avec Armin Zeh (Université J. Goethe, Francfort) et sont complétées par d'autres résultats non publiés, obtenus par son équipe sur d'autres granitoïdes du bloc de Pietersburg. L'ensemble de ces données est documenté ici avec sa permission.

6.2. Les granitoïdes du bloc de Pietersburg

Nos observations de terrain et notre échantillonnage, couplés aux données disponibles sur le bloc de Pietersburg (cartes géologiques et travaux antérieurs) permettent de classer les granitoïdes qui y affleurent dans trois grands groupes (Figure 6.1), qui seront décrits séparément dans cette Section :

- (1) des roches appartenant à la série TTG ;
- (2) des granites potassiques à biotite, très homogènes à toutes les échelles. Leurs meilleurs représentants sont ceux qui affleurent au sein du batholite de Turfloop, aussi ces roches seront-elles nommées les granitoïdes de « type T » dans le reste du chapitre.
- (3) les granitoïdes, également potassiques, ayant fait l'objet d'une étude détaillée dans le Chapitre 5. Il s'agit des plutons de Mashashane, Matlala, Matok et Moletsi et seront regroupés par la suite sous le terme de granitoïdes de « type M⁷ ».

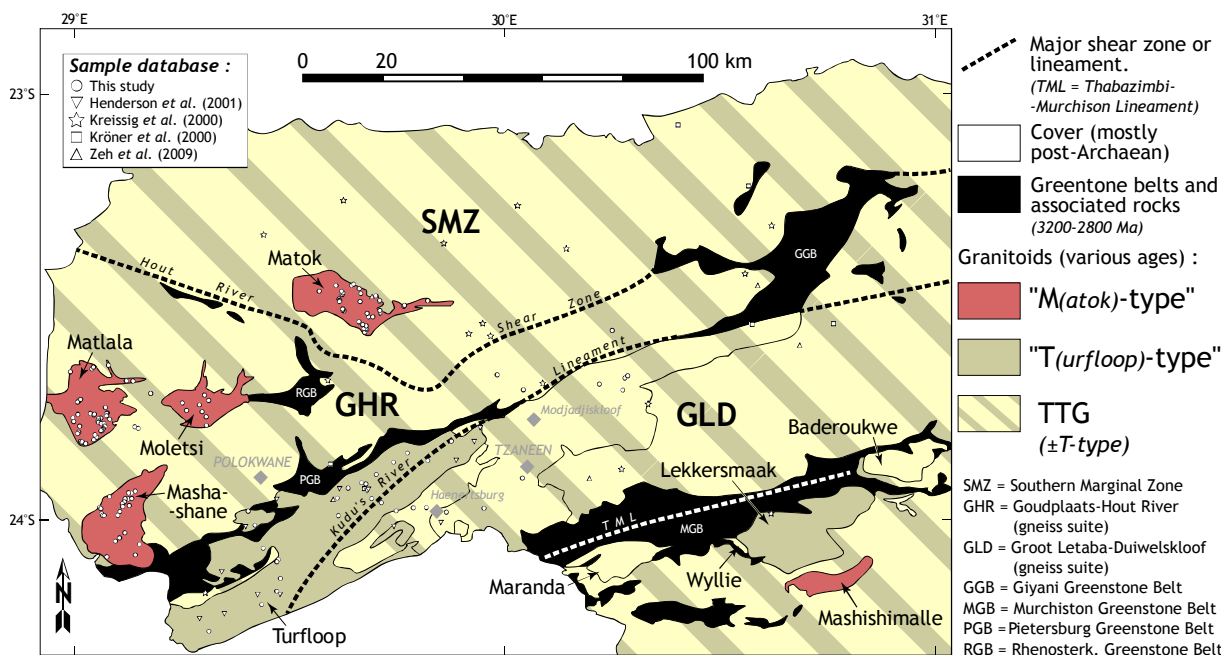


FIGURE 6.1: Carte géologique schématique du bloc de Pietersburg, où sont reportés les trois grands types de granitoïdes définis sur la base des observations de terrain.

⁷ Cette nomenclature n'a rien à voir avec le terme génétique de « *M-type granite* » parfois utilisé dans certaines classifications (par exemple, Didier *et al.*, 1982 ; Chappell & White, 1974, 1992). Elle n'a qu'un caractère local, descriptif et n'est utilisée tout au long du chapitre que pour en simplifier la lecture.

6.2.1. Les TTG

Les TTG du bloc de Pietersburg sont les granitoïdes qui couvrent la plus grande surface d’affleurement (Figure 6.1). Il s’agit en effet du type de roche dominant au sein des suites gneissiques de Goudplaats–Hout River et de Groot-Letaba–Duiwelskloof (Brandl, 1986 ; Robb *et al.*, 2006 ; voir aussi la Section 3.3) ; on les retrouve également fréquemment sous forme de xénolithes au sein du batholite de Turfloop (Henderson *et al.*, 2000) et, plus rarement, dans les plutons de Matok et de Matlala (voir Chapitre 5). Plus au Sud, autour de la ceinture de roches vertes de Murchison, certains d’entre eux forment des plutons assez bien circonscrits sur le plan cartographique (les intrusions de Baderoukwe et Maranda, par exemple ; Figure 6.1), intrusifs dans l’unité des gneiss de Makhutswi, qui sont plus anciens (Poujol *et al.*, 1996 ; Poujol, 2001 ; J. Jaguin, communication personnelle). Enfin, certains TTG semblent intimement associées au batholite de Turfloop (Kröner *et al.*, 2000) dont ils pourraient constituer l’une des phases (Robb *et al.*, 2006).

La présence des TTG coïncide généralement avec la topographie plane qui caractérise en grande partie la région de Polokwane, ainsi que le secteur à l’Est et au Sud-est de Tzaneen. Dans ces zones, les affleurements sont limités aux lits de rivière (Hout River, Sand River, Middle Letaba River, notamment). Les conditions d’exposition sont légèrement meilleures dans la région montagneuse autour de Haenertsburg et Modjadjiskloof (voir Figure 6.1), sans toutefois être optimales. Aussi l’échantillonnage de ces TTG est-il relativement restreint à l’échelle du bloc de Pietersburg.

Les TTG constituent une famille de roche particulièrement hétérogène, mais tous les affleurements présentent une caractéristique commune : il s’agit toujours d’orthogneiss, dont la foliation pénétrative est généralement subverticale (Figure 6.2). La plupart du temps, ils possèdent des caractéristiques typiques des gneiss gris archéens, consistant notamment en un rubanement marqué par l’alternance de lits gris sombre et gris clair. Ces orthogneiss sont localement migmatitiques, et, dans ce cas, sont associés à des filonnets et des poches plus ou moins concordants de leucogranite, de pegmatite à biotite et, occasionnellement, muscovite (Figure 6.2). Certains affleurements sont extrêmement complexes : il est possible d’identifier jusqu’à 6 phases magmatiques se recoupant les unes les autres et affectées de manière différentielle par la déformation. Au contraire, certains affleurements sont plus homogènes et caractérisés par la présence d’une unique phase gneissique, plus ou moins déformée.

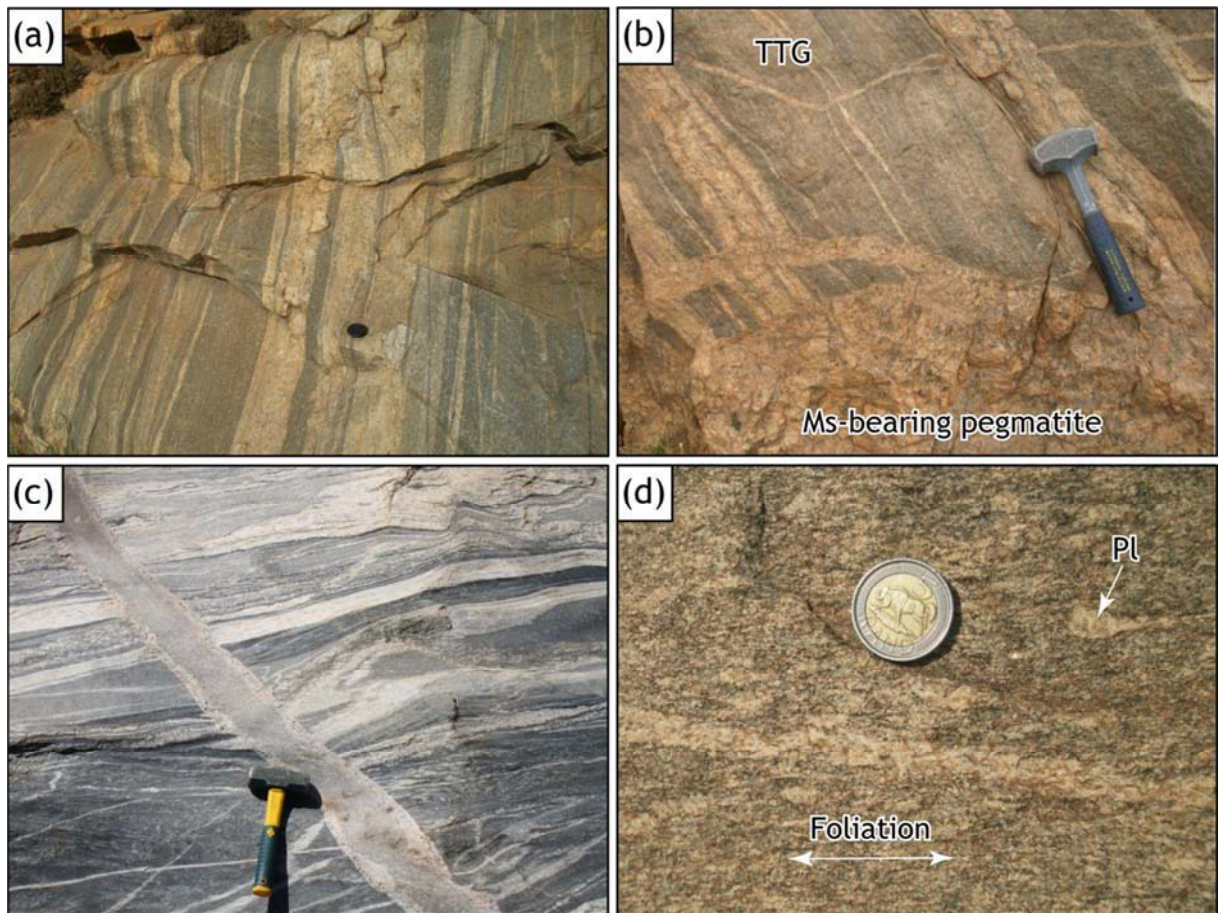


FIGURE 6.2: Photographies de quelques affleurements de TTG du bloc de Pietersburg. (a) Gneiss gris rubanés et migmatitiques (unité de Goudplaats–Hout River) ; (b) Gneiss gris assez homogènes (échantillon DWK-04) associés à une pegmatite à muscovite (unité de Groot Letaba–Duiwelskloof) ; (c) Gneiss gris recoupés par un filon non déformé de monzogranite (unité de Goudplaats–Hout River) ; (d) détail montrant la déformation pénétrative affectant les trondhjémites, ici légèrement porphyroïdes (phénocristaux de plagioclase ; Pl).

Pétrographiquement, les TTG sont toujours caractérisés par l'abondance du quartz et du plagioclase, et des quantités très subordonnées (<10%) de feldspath potassique (Brandl, 1986, 1987 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Robb *et al.*, 2006). Leur composition modale est donc tonalitique au regard de la classification préconisée par l'IUGS, mais il s'agit vraisemblablement de trondhjémites car le plagioclase y est sodique (An_{25-30} ; Bohlander, 1991). Conformément à ces observations, les TTG sont regroupés près du pôle Albite dans le triangle normatif des feldspaths d'O'Connor (1965) (Figure 6.3). La biotite est l'unique minéral mafique que contiennent ces roches, et ses proportions modales ne dépassent pas ~10%. L'amphibole n'a jamais été observée. Dans la Zone Marginale Sud, les gneiss de Bavianskloof contiennent de l'orthopyroxène, mais la présence de ce minéral est uniquement liée au pic métamorphique en

faciès granulites à ~2700 Ma et n'est donc pas d'origine magmatique (Bohlender *et al.*, 1992 ; Barton *et al.*, 1992 ; Stevens *et al.*, 1992 ; Perchuk *et al.*, 2000b). Quelques échantillons contiennent de la muscovite primaire, et il arrive même qu'il s'agisse du seul mica en présence (Kröner *et al.*, 2000). Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'apatite, l'épidote (souvent sous forme d'allanite) et le zircon. En termes de texture, les TTG sont souvent équigranulaires et à grain moyen à grossier, même si quelques variétés légèrement porphyroïdes existent. Dans ce cas, les phénocristaux (constitués de feldspath plagioclase) sont étirés parallèlement à la foliation, par ailleurs définie par l'alignement des cristaux de biotite et l'élongation des plages de quartz (Figure 6.2).

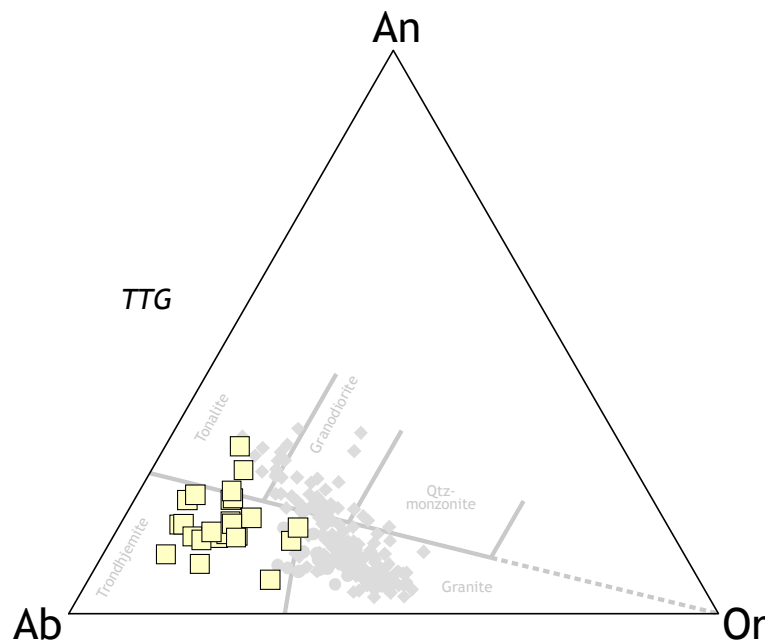


FIGURE 6.3: Diagramme ternaire des feldspaths normatifs (O'Connor, 1965, modifié par Barker, 1979) comparant la composition des échantillons de TTG du bloc de Pietersburg (carrés jaunes) avec celles des autres granitoïdes (symboles gris).

6.2.2. Les granitoïdes de « type T »

Ces granites affleurent principalement au sein du batholite de Turfloop, un vaste complexe magmatique de près de 70 km de longueur pour 15 à 20 km de largeur qui est intrusif au niveau du flanc Sud de la ceinture de roches vertes de Pietersburg (Figure 6.1). Il est intéressant de noter que les granites du pluton de Lekkersmaak sont très similaires à ceux de Turfloop (J. Jaguin, communication personnelle) et sont, quant à eux, associés à la ceinture de

Murchison, dans une position structurale tout à fait similaire (au niveau de la limite méridionale de la ceinture ; Figure 6.1). Outre ces intrusions bien circonscrites, les granitoïdes de « type T » forment également des filons, poches et corps magmatiques de taille et d'aspect très variés, toujours intimement associés aux TTG dans les suites gneissiques de Goudplaats–Hout River et Groot Letaba–Duiwelskloof (Brandl, 1986, 1987 ; Robb et al., 2006 ; Figure 6.4 ; voir aussi la Section 3.3). Ces petites intrusions sont particulièrement nombreuses dans la zone cartographiée comme le « batholite » de Duiwelskloof (Brandl, 1987), appellation désormais obsolète (voir la discussion dans la Section 3.3). Dans ce secteur, des granitoïdes de « type T » affleurent même sur des surfaces assez vastes (quelques hectares). Il apparaît donc que ces granites forment localement des corps magmatiques bien délimités et de taille significative (*i.e.* plurikilométrique) intrusifs dans les TTG, mais les mauvaises conditions d'affleurement en compliquent sérieusement la cartographie. Ces intrusions de grande taille, ainsi que le batholite de Turfloop, contiennent toujours de très nombreux xénolithes des TTG encaissants, de taille très hétérogène et présentant divers niveaux d'assimilation (Kröner et al., 2000 ; Henderson et al., 2000). Ces relations indiquent sans ambiguïté que les granites de « type T » sont postérieurs aux TTG.

Sur le plan textural, les granites de « type T » contrastent très clairement avec les TTG dans lesquels ils sont intrusifs. En effet, il s'agit toujours de roches très homogènes, aussi bien à l'échelle de l'échantillon que de l'affleurement, et d'un affleurement à l'autre. Ce sont des granites équi-granulaires, dont la taille de grain est très variable (allant de microgrenue à pegmatitique) mais, en grande majorité, dans la gamme 0.1–0.5 cm (Figure 6.4). A l'échelle cartographique, le batholite de Turfloop est un peu plus hétérogène, certaines phases étant légèrement porphyroïdes, d'autres présentant un rubanement d'origine magmatique (Figure 6.4), mais ces cas de figure restent exceptionnels (Kröner *et al.*, 2000 ; Henderson et al., 2000). Dans la plupart des cas, ils ne sont pas déformés, à quelques exceptions près, spécialement en périphérie des intrusions et aux abords des structures d'ampleur régionale. Par exemple, la limite entre la ceinture de Pietersburg et le batholite de Turfloop est caractérisé par une zone de cisaillement mylonitique qui affecte le granite jusqu'à quelques centaines de mètres du contact (Kröner *et al.*, 2000). De même, les petites intrusions et les filons qui recoupent les TTG, au sein des unités de gneiss, montrent parfois une légère orientation préférentielle, voire une déformation interne, parallèles à celle de leur encaissant.

Cependant, l'intensité de cette déformation n'est en rien comparable avec celle qui affecte les TTG et qui se traduit par une foliation pénétrative omniprésente.

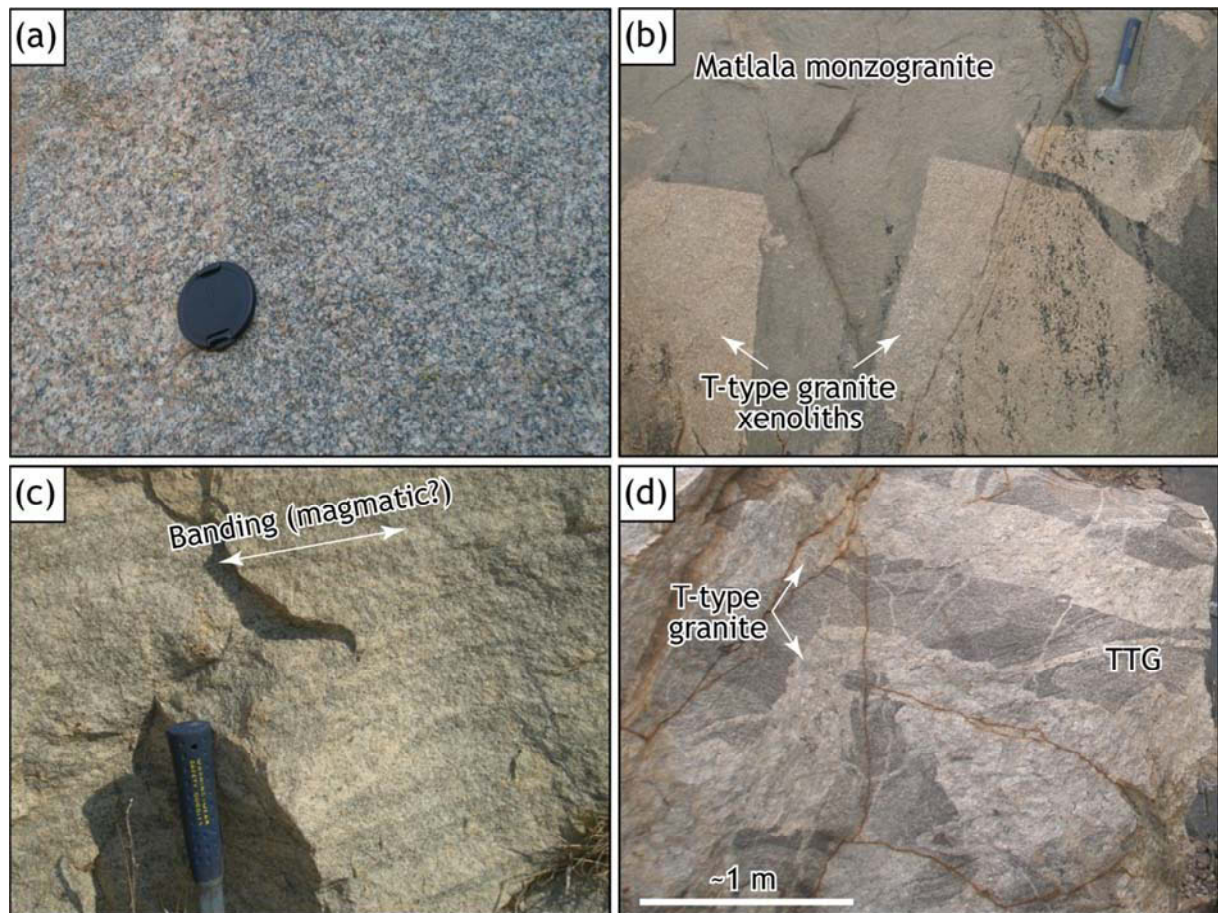


FIGURE 6.4: Photographies de quelques affleurements de granitoïdes de « type T » du bloc de Pietersburg. (a) Granite légèrement porphyroïde du batholite de Turfloop ; (b) Xénolithes de granite équi-granulaire à grain fin dans le monzogranite gris homogène du pluton de Matlala ; (c) Rubanement magmatique affectant le granite équi-granulaire du batholite de Turfloop ; (d) lentilles et filons de granites homogènes de « type T » recoupant les gneiss gris (TTG) dans l'unité de Groot Letaba–Duiwelskloof.

Les granitoïdes de « type T » se distinguent également des TTG par une composition modale différente. En effet, si la minéralogie est globalement identique, le rapport entre feldspath potassique et feldspath plagioclase est nettement plus élevé que dans les TTG, pour des teneurs en quartz à peu près équivalentes (Kröner *et al.*, 2000 ; Henderson *et al.*, 2000 ; Robb *et al.*, 2006). Ainsi, il s'agit systématiquement de monzogranites et, plus rarement, de granodiorites. Aucune analyse chimique des minéraux n'est disponible pour ces roches, mais il est vraisemblable que le plagioclase soit très sodique, au regard de la composition des roches totales (voir Section 6.2.4). D'ailleurs, les échantillons sont restreints au champ des

granites dans le diagramme des feldspaths normatifs (Figure 6.5). L'unique minéral mafique est toujours la biotite, qui est associée aux phases accessoires que sont l'ilménite, la magnétite, l'épidote (parfois sous forme d'allanite), le zircon et, très occasionnellement, le sphène. La muscovite primaire apparaît localement à Turfloop, mais elle est beaucoup plus commune dans le pluton de Lekkersmaak, associé à la ceinture du Murchison (J. Jaguin, communication personnelle). Henderson *et al.* (2000) reportent la présence, au sein du batholite de Turfloop, d'enclaves mafiques à plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et grenat. Toutefois, nos observations de terrain n'ont pas permis de retrouver ces enclaves.

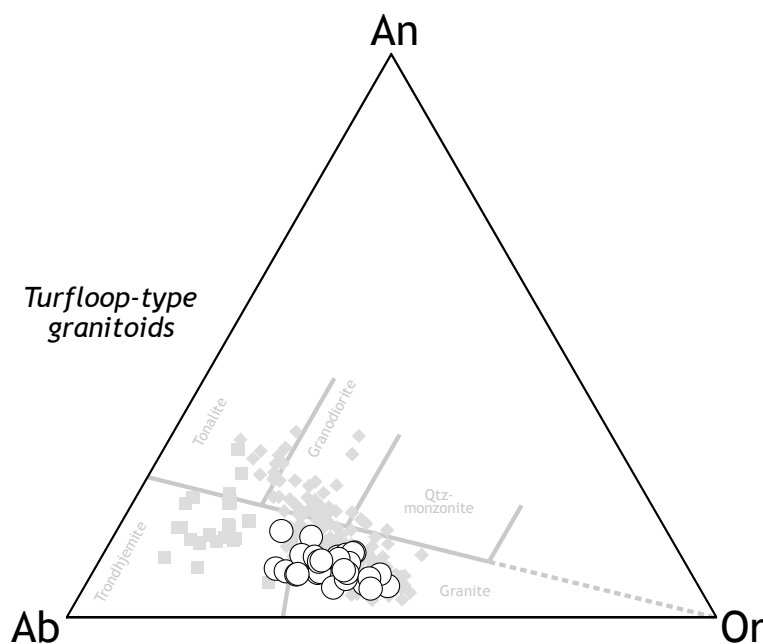


FIGURE 6.5: Diagramme ternaire des feldspaths normatifs (O'Connor, 1965, modifié par Barker, 1979) comparant la composition des échantillons de granitoïdes de « type T » du bloc de Pietersburg (cercles blancs) avec celles des autres granitoïdes (symboles gris).

6.2.3. Les granitoïdes de « type M »

Les granitoïdes de « type M » constituent les plutons de Mashashane, Matok, Matlala et Moletsi, à la suture entre le craton du Kaapvaal et la Zone Marginale Sud, dans le voisinage de la zone de cisaillement de Hout River. Leur présence est presque exclusivement restreinte à ce secteur, à une exception près : au sud de la ceinture de roches vertes de Murchison, le pluton de Mashishimalle présente des affinités pétrographiques et géochimiques avec eux (voir Section 6.2.4) et, qui plus est, a le même âge (Poujol, 2001 ; Zeh *et al.*, 2009 ; voir Section 6.3.1). Ces granitoïdes forment toujours des massifs très bien délimités, dont les

contacts avec les roches encaissantes (essentiellement des TTG) sont francs et témoignent clairement de leur nature intrusive (Robb *et al.*, 2006). De plus, ils contiennent parfois des xénolithes, non seulement de TTG, mais aussi de granitoïdes de « type T » (notamment au sein du pluton de Matlala ; Figure 6.4), attestant que leur mise en place est postérieure à celle des deux autres groupes.

Les lithologies et les structures caractéristiques des granitoïdes de « type M » ainsi que leur pétrographie ont été détaillées dans le Chapitre 5 dont ils font l'objet. En guise de rappel, nous nous limiterons ici à les décrire dans les grandes lignes. Au contraire des TTG et des granitoïdes de « type T » qui sont exclusivement des roches felsiques, les granitoïdes de « type M » sont caractérisés par la présence assez systématique de termes intermédiaires à mafiques (granodiorites et diorites) en proportions significatives, en particulier au sein du pluton de Matok (voir Section 5.2 ; Bohlender, 1991 ; Bohlender *et al.*, 1992 ; Barton *et al.*, 1992 ; Rapopo, 2010). Celles-ci sont associées à des monzogranites, dominants en volume, et l'ensemble de ces lithologies présentent des relations laissant à penser qu'elles ont coexisté à l'état magmatique. Ces roches ne sont généralement pas déformées, si ce n'est aux abords du système de zones de cisaillement de Hout River dont le fonctionnement est contemporain et postérieur à leur mise en place (Kreissig *et al.*, 2001 ; voir aussi les Sections 3.3 et 5.1).

A l'instar des granitoïdes de « type T », il s'agit toujours de roches où le feldspath potassique coexiste avec le feldspath plagioclase, toutefois en proportions relatives très variables. En conséquence, dans le diagramme d'O'Connor (1965), les points représentatifs des granitoïdes de « type M » se répartissent entre les champs des granodiorites et des granites (Figure 6.6). De plus, parmi les trois groupes de granitoïdes, ce sont les seuls pour lesquels la minéralogie mafique contient, en plus de la biotite, de l'amphibole et des pyroxènes d'origine magmatique (voir les Sections 5.1.3, 5.2.3 et 5.3.3). La minéralogie accessoire est également très typique, puisqu'elle est dominée par les oxydes ferro-titanés (magnétite et ilménite), l'épidote, souvent très abondante (sous forme d'allanite et de pistachite magmatique), le sphène, omniprésent dans les monzogranites, l'apatite et le zircon.

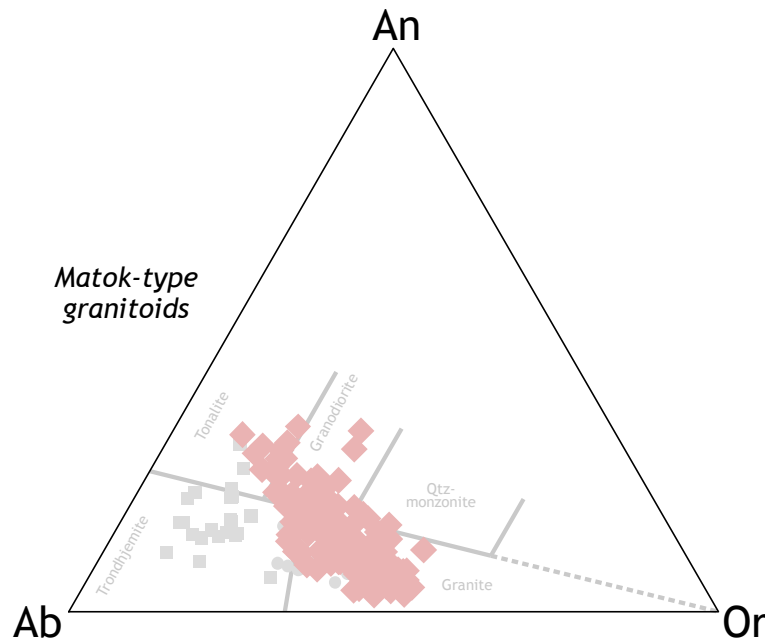


FIGURE 6.6: Diagramme ternaire des feldspaths normatifs (O'Connor, 1965, modifié par Barker, 1979) comparant la composition des échantillons de granitoïdes de « type M » du bloc de Pietersburg (diamants rouges) avec celles des autres granitoïdes (symboles gris).

6.2.4. Comparaison géochimique entre les trois types de granitoïdes

Les données géochimiques (éléments majeurs et traces) présentées dans cette section sont basées sur des publications existantes. En particulier, en ce qui concerne les TTG et les granites de « type T », celles de Kreissig *et al.* (2000), Kröner *et al.* (2000) et Henderson *et al.* (2001). Ces données ont été complétées par nos propres analyses des échantillons collectés lors de la campagne d'août 2010 (tableaux de données dans l'Annexe 4). Pour les granites de « type M », toutes les données proviennent de notre échantillonnage, déjà présenté dans le détail à l'occasion du Chapitre 5.

La géochimie des éléments majeurs permet de distinguer très clairement les trois types de granitoïdes les uns des autres. Premièrement, les granitoïdes de « type M » couvrent une gamme de teneurs en SiO_2 plus étendue (53–77 pds.%) que les TTG (66–75 pds.%) et les granites de « type T » (69–75 pds.%) (Figure 6.7a,b). De plus, pour une teneur en silice donnée, les teneurs en Na_2O , CaO et Al_2O_3 sont plus élevées dans les TTG que dans les granites de « type T » et de « type M », alors que les concentrations en K_2O sont deux à trois fois plus faibles (Figure 6.7a–c). Cette dernière caractéristique confère aux TTG une affinité

calco-alcaline à sub-alcaline (Peccerillo & Taylor, 1976), alors que les deux autres groupes appartiennent aux séries calco-alcalines riches en K et shoshonitiques (Figure 6.7a).

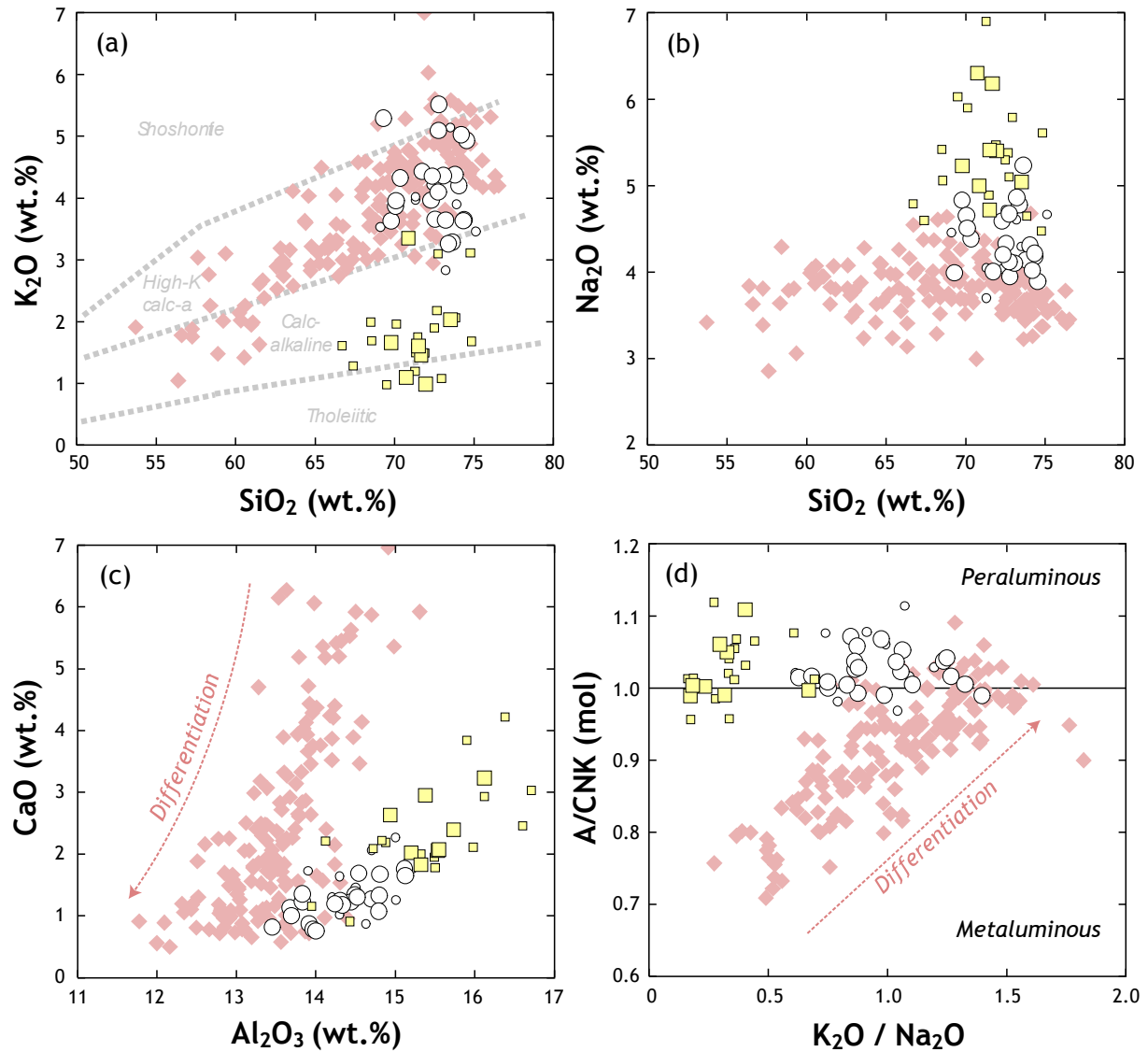


FIGURE 6.7: Composition en éléments majeurs (Si, Al, Ca, Na, K) des granitoïdes du bloc de Pietersburg. Les champs dans le diagramme K_2O vs. SiO_2 sont d'après Peccerillo & Taylor (1976). Pour un type de granitoïdes donné, les petits symboles représentent les données de la littérature et les grands les analyses réalisées dans le cadre de cette étude. Les symboles sont les mêmes que pour les figures 6.3, 6.5 et 6.6.

Du fait de ces différences, le niveau de saturation en Al et le rapport K_2O/Na_2O permettent de discriminer très nettement les trois groupes (Figure 6.7d). En effet, les granitoïdes de « type M » sont métalumineux ($A/CNK = 0.7-1.0$) alors que les TTG et les granites de « type T » sont légèrement peralumineux ($A/CNK = 1.0-1.1$). Par contre, les rapports K_2O/Na_2O

sont plus élevés dans les granites de « type M » (0.4–1.7) et de « type T » (0.6–1.4) que dans les TTG, pour lesquels ils sont, la plupart du temps, inférieurs à 0.5 (en moyenne, ~ 0.4).

En second lieu, les granitoïdes de « type M » sont également caractérisés par des teneurs en $\text{FeO}_t + \text{MgO}$ supérieures à celles des autres granitoïdes, quel que soit le niveau de saturation en silice (Figure 6.8a). D'autre part, au regard de la classification de Frost *et al.* (2001), les granitoïdes de « type M » sont surtout d'affinité ferreuse (en particulier les plus felsiques pour lesquels le rapport $\text{FeO}_t/[\text{FeO}_t + \text{MgO}]$ oscille entre 0.75 et 0.85) alors que les TTG et les granites de « type T » sont principalement magnésiens ($\text{FeO}_t/[\text{FeO}_t + \text{MgO}] = 0.65\text{--}0.80$) (Figure 6.8b). Enfin, à SiO_2 donné, les concentrations en TiO_2 et P_2O_5 sont également plus élevées dans les granitoïdes de « type M » que dans les deux autres groupes (Figure 6.8a).

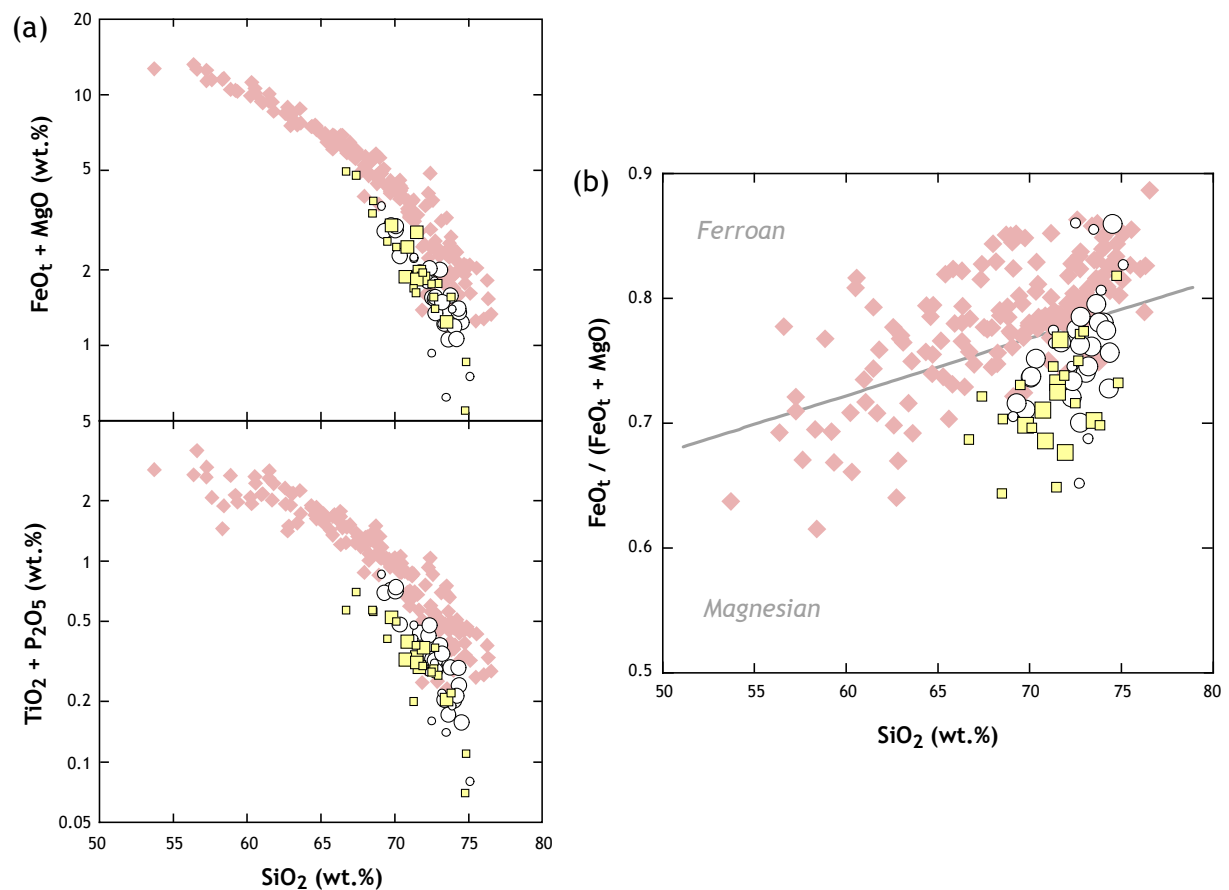


FIGURE 6.8: Composition en éléments majeurs (Si, Fe, Mg, Ti, P) des granitoïdes du bloc de Pietersburg. Les champs dans le diagramme $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ vs. SiO_2 sont d'après Frost et al. (2001). Les symboles sont les mêmes que pour la figure 6.7.

Les trois types de granitoïdes sont également bien distincts en ce qui concerne les teneurs en éléments en traces (Figure 6.9). Pour une teneur en silice donnée, les TTG sont nettement plus riches en Sr et contiennent moins de Ba et Rb que les deux autres groupes. Ainsi, le rapport Ba/Sr est très faible dans les TTG alors qu'il est nettement plus élevé pour les autres types de granitoïdes. D'autre part, les granitoïdes de « type T » présentent des concentrations absolues en ces deux éléments globalement inférieures à celles des granitoïdes de « type M ». Par ailleurs, ces derniers se distinguent aussi sur la base des teneurs en terres rares et HFSE (Th, Nb, Zr, Y). Ainsi, comme déjà observé dans le Chapitre 5, ils sont beaucoup plus riches en ces éléments que les TTG et les granites de « type T », la différence dépassant parfois l'ordre de grandeur. Enfin, les granitoïdes de « type M » sont également plus riches en éléments de transition (V, Cr, Co, Ni) pour un même niveau de saturation en silice.

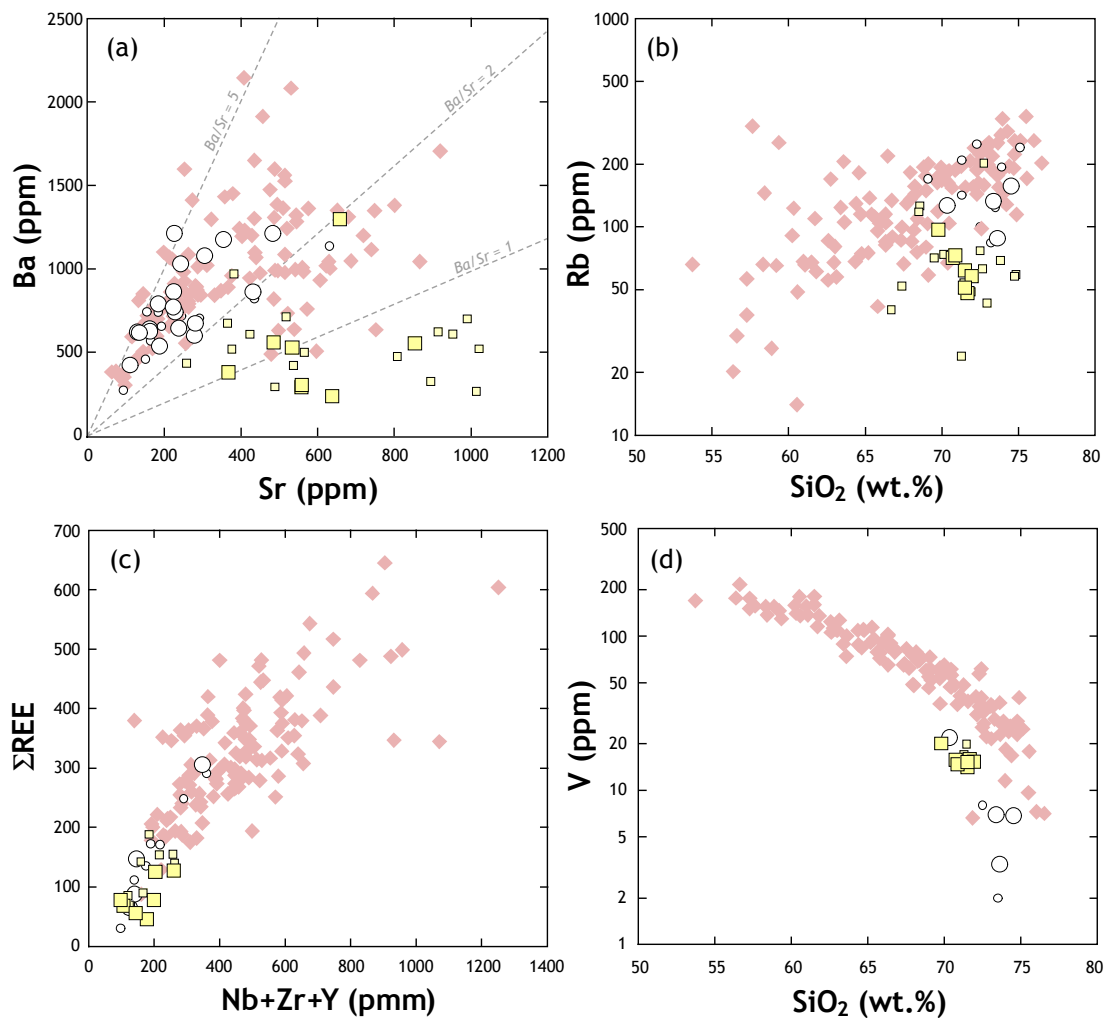


FIGURE 6.9: Comparaison des compositions en éléments traces des granitoïdes du bloc de Pietersburg. Les symboles sont les mêmes que pour la figure 6.7.

En ce qui concerne la forme des spectres multi-élémentaires et de terres rares, les trois types de granitoïdes présentent, au premier ordre, des caractéristiques communes : tous les spectres sont fractionnés et possèdent des anomalies négatives en Nb–Ta, indépendamment des concentrations absolues en ces éléments (Figure 6.10). Par contre, il existe deux différences majeures :

- (1) Les spectres de REE des TTG ne montrent aucune anomalie négative en Eu, et leurs spectres multi-élémentaires sont caractérisés par une anomalie positive en Sr. Au contraire, les granitoïdes des « type M » possèdent des anomalies négatives particulièrement marquées en ces deux éléments (Figure 6.10). Les granites de « type T », quant à eux, sont quelque peu intermédiaires entre ces deux extrêmes. Ils présentent des anomalies négatives faibles à modérées en Eu, et positives ou négatives en Sr mais, dans l'un et l'autre cas, d'amplitude moindre que dans les TTG et les granitoïdes de « type M », respectivement.

- (2) Le fractionnement entre LREE et HREE est clairement différent entre les granitoïdes de « type M » d'une part, et les TTG et les granites de « type T » d'autre part (Figure 6.10). Les premiers présentent uniformément des spectres modérément fractionnés ($La_N/Yb_N \sim 10$), alors que le fractionnement est beaucoup plus variable dans le cas des seconds ($La_N/Yb_N = 5-50$). La majorité des échantillons présentent néanmoins des rapports La_N/Yb_N plus élevés que les granitoïdes de « type M », en particulier les TTG pour lesquels ils sont généralement supérieurs à 20. Il est intéressant de noter que les rapports LREE/MREE sont globalement similaires dans tous les cas, et que les différences observées résident essentiellement dans la présence ou l'absence de fractionnement entre MREE et HREE. Ainsi, les rapports La/Sm sont assez proches pour tous les types de granitoïdes considérés (dans la gamme 4–10 pour les « type M », 4–13 pour les « type T », 5–12 pour les TTG), mais, en revanche, les rapports Gd/Yb sont clairement différents (toujours < 3 pour les « type M », et généralement entre 3 et 7 pour les autres).

Les différences observées au niveau des éléments en traces apparaissent très clairement dans trois diagrammes de discrimination : (1) la nature des anomalies en Sr et Eu (positives ou négatives) dans le diagramme $(Sr/Nd)_N$ vs. Eu_N/Eu^* (Figure 6.11a); (2) la concentration absolue en terres rares et le fractionnement du spectre, dans le diagramme $(La/Yb)_N$ vs. La_N (Figure 6.11b) et (3) les teneurs comparées en Ba, Sr et HFSE (représentés par Nb et Y) dans le diagramme Ba/Sr vs. Sr/(Y+Nb) (Figure 6.11c).

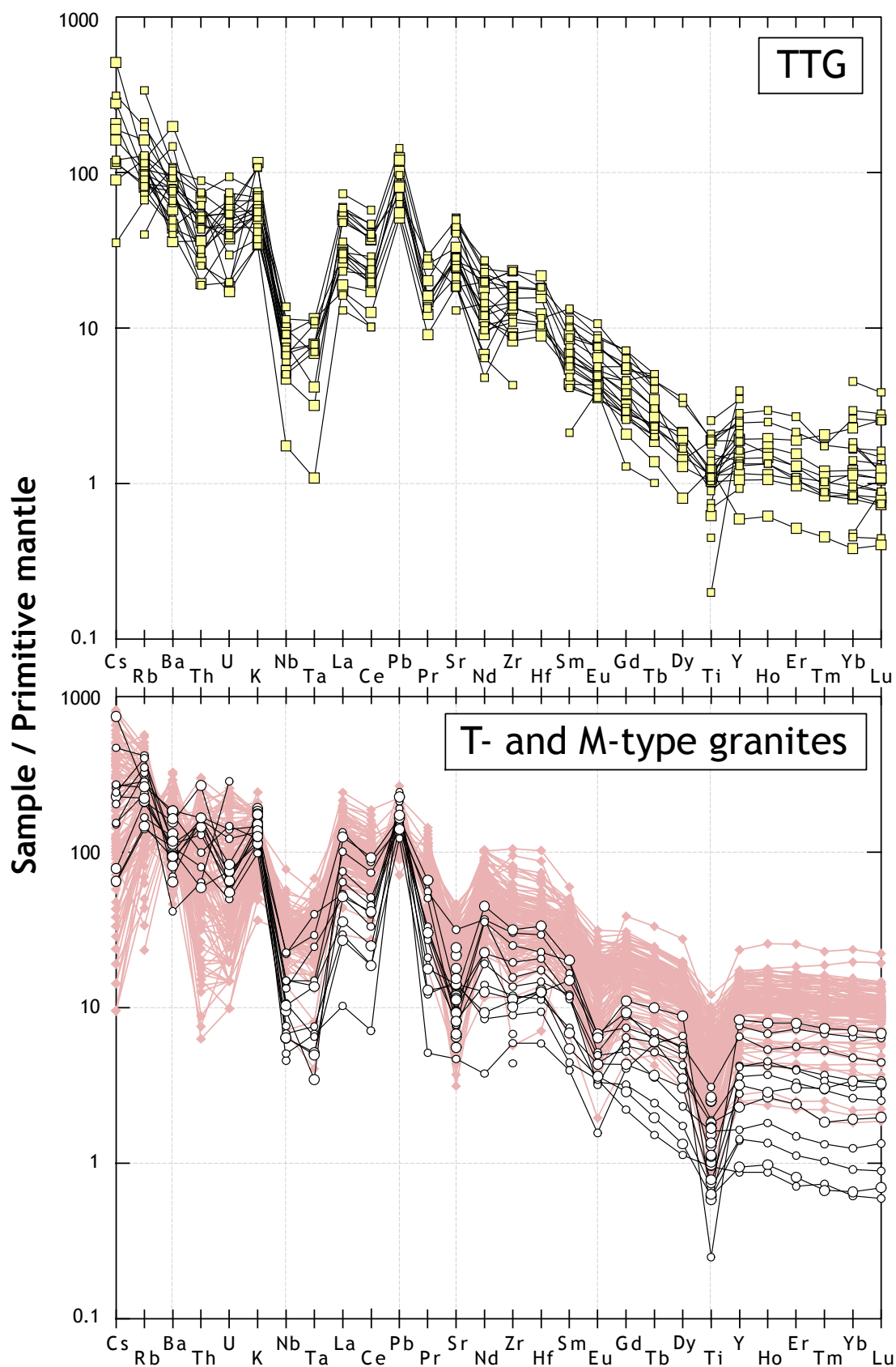


FIGURE 6.10 : Spectres multi-élémentaires où les concentrations sont normalisées au manteau primitif (« Pyrolite Silicate Earth » de McDonough & Sun, 1995) pour les granitoïdes du bloc de Pietersburg. Les symboles sont les mêmes que pour la figure 6.7.

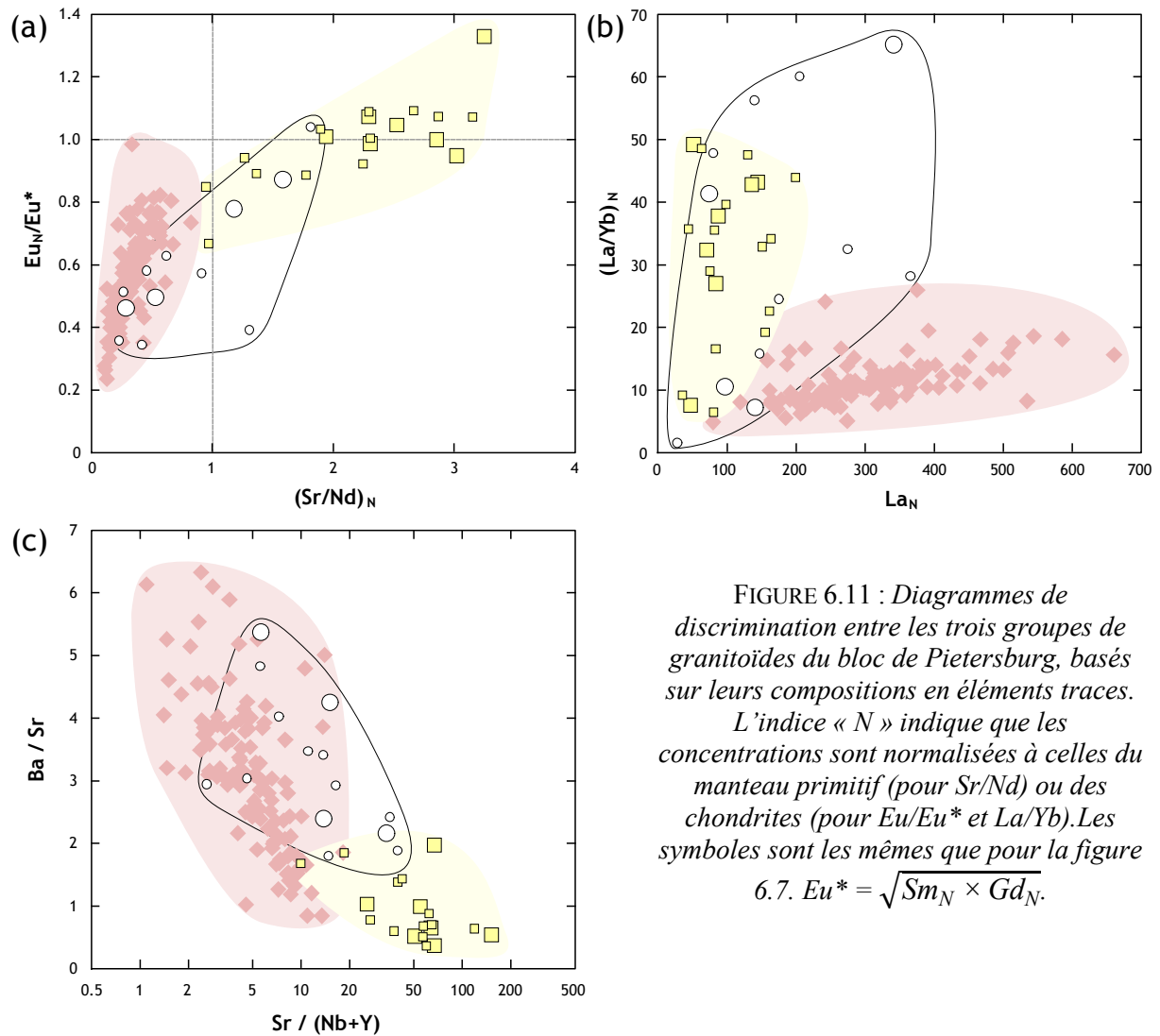


FIGURE 6.11 : Diagrammes de discrimination entre les trois groupes de granitoïdes du bloc de Pietersburg, basés sur leurs compositions en éléments traces. L'indice « N » indique que les concentrations sont normalisées à celles du manteau primitif (pour Sr/Nd) ou des chondrites (pour Eu/Eu^* et La/Yb). Les symboles sont les mêmes que pour la figure 6.7. $Eu^* = \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$.

6.3. L'évolution de l'enregistrement magmatique

6.3.1. Données géochronologiques

Les données géochronologiques publiées à ce jour (essentiellement U–Pb et Pb–Pb sur zircons et autres minéraux uranifères) ont déjà fait l'objet d'une synthèse présentée dans la Section 3.3, ayant mis en évidence cinq épisodes magmatiques au sein du bloc de Pietersburg : (1) 3250–3350 Ma ; (2) 2950 Ma ; (3) 2830–2850 Ma ; (4) 2780 Ma et (5) 2670–2700 Ma. La frise chronologique de la Figure 6.12 fait le lien entre cette synthèse purement géochronologique et la typologie adoptée dans ce chapitre. Ainsi, elle confirme, dans les grandes lignes, les relations de terrain décrites dans la Section 6.2, qui laissaient à penser que les TTG étaient les granitoïdes les plus anciens, et que leur succédaient les granitoïdes de « type T » puis enfin ceux de « type M ». Toutefois, les gammes d'âge de

chacun des groupes de granitoïdes se recouvrent, révélant certaines subtilités qui ont leur importance pour l'interprétation géodynamique :

(1) Les **TTG** se sont mis en place au cours des deux premiers épisodes, d'abord entre **3250 et 3350 Ma** (Brandl & Kröner, 1993 ; Kröner *et al.*, 2000 ; A. Zeh, données non publiées) puis vers **2950 Ma** (de Wit *et al.*, 1993 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Poujol, 2001 ; Zeh *et al.*, 2009 ; J. Jaguin, données non publiées ; Section 3.3). Il faut noter que les premiers sont toujours plus intensément déformés que les seconds. Des exceptions à ce cas de figure général existent, puisque des trondhjémites se sont également mises en place lors des épisodes à **2850 et 2780 Ma** (voir ci-dessous).

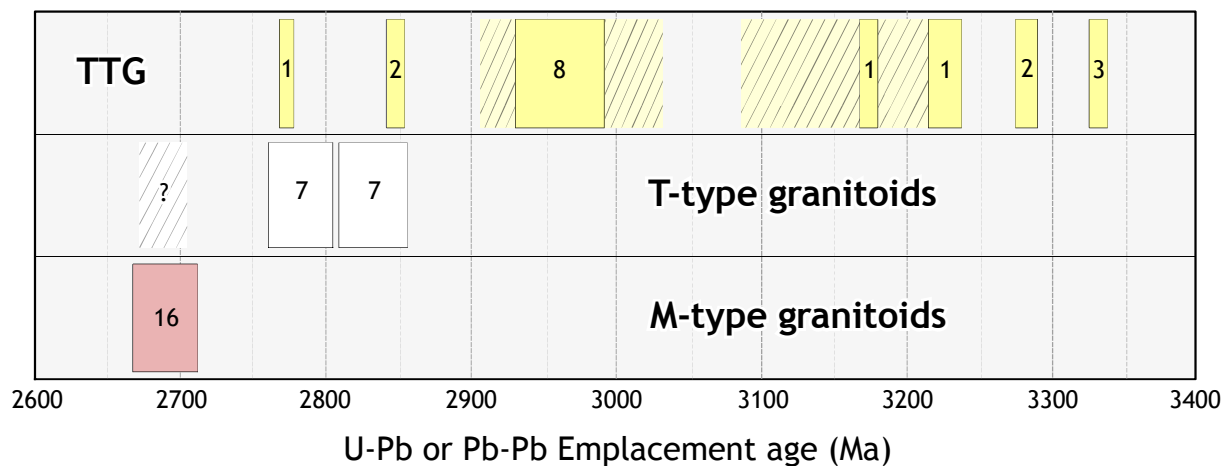


FIGURE 6.12 : Frise chronologique où sont résumés les âges U – Pb ou Pb – Pb obtenus à partir de zircons extraits des trois types de granitoïdes du bloc de Pietersburg. Les nombres indiqués dans chaque boîte indiquent le nombre d'échantillons datés dans cette gamme d'âges ; les zones hachurées représentent des âges probables de mise en place (sur la base de l'existence de cœurs hérités, pour les TTG, et liés à la nécessité d'un pôle de mélange identique aux granites de « type T » dans la genèse des granitoïdes de « type M »).

(2) Les premiers **granites de « type T »** se mettent en place à **2830–2850 Ma**. Il s'agit exclusivement de ceux qui apparaissent sous forme de filons et de petits corps magmatiques isolés au sein des TTG (Kröner *et al.*, 2000 ; Zeh *et al.*, 2009 ; Section 3.3). Un second épisode d'intrusion de ces granites de « type T » a lieu vers **2780 Ma**. Au cours de celui-ci, ils se mettent en place non seulement sous forme de petits corps magmatiques au sein des TTG (Zeh *et al.*, 2009 ; Section 3.3) mais aussi, et surtout, sous forme de grandes intrusions bien délimitées telles que le batholite de Turfloop et le pluton de Lekkersmaak (Kröner *et al.*, 2000 ; Henderson *et al.*, 2000 ; Zeh *et al.*, 2009 ; J. Jaguin, communication personnelle).

Ceux-ci sont clairement associés à un nouvel épisode d'intrusion de TTG, représenté par des trondhjémites dont l'âge coïncide avec ceux des granites de « type T ». Celles-ci sont présentes au sein du pluton de Turfloop, dont certains échantillons (à la fois dans la base de données de Henderson et al., 2000 et la nôtre) affichent clairement des compositions de TTG (Figure 6.13a). Les isochrones Rb–Sr et Sm–Nd construites à partir de tous les échantillons du pluton de Turfloop, y compris ceux de composition TTG, ont fourni des âges identiques aux données U–Pb sur zircon, c'est-à-dire ~ 2780 Ma (Henderson et al., 2000 ; Figure 6.13b). Il est donc raisonnable de penser que ces TTG ont le même âge que le pluton de Turfloop auquel ils sont associés. Cette hypothèse reste à confirmer en datant spécifiquement ces échantillons ; elle est cependant étayée par le fait que des trondhjémites affleurant au sein de l'unité des gneiss de Goudplaats–Hout River ont fourni un âge U–Pb sur zircon à ~ 2780 Ma (A. Zeh, données non publiées).

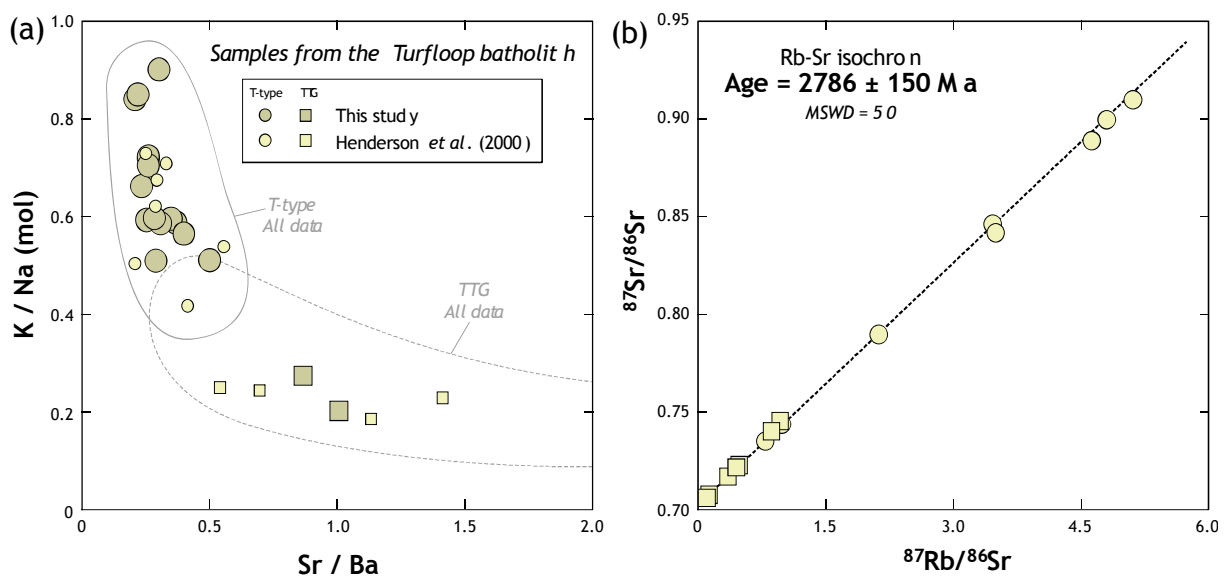


FIGURE 6.13 : (a) Diagramme K/Na (en moles) vs. Sr/Ba pour les échantillons du pluton de Turfloop. Noter que ces échantillons se placent soit dans le champ des TTG, soit dans celui des granites de « type T ». (b) Isochrone Rb–Sr pour l'ensemble des échantillons de Turfloop, construite à partir des analyses isotopiques publiées par Henderson et al. (2001).

(3) Enfin, les **granites de « type M »** sont exclusivement restreints à l'épisode à **2670–2700 Ma**, dont ils sont d'ailleurs les uniques représentants. Néanmoins, il faut noter que cet épisode magmatique est potentiellement beaucoup plus étalé dans l'espace et dans le temps. En effet, les granitoïdes de « type M », et en particulier leurs phases les moins

différenciées, présentent la même composition chimique que certaines laves du supergroupe de Ventersdorp (voir Section 5.2.5). Celui-ci affleure au Sud-Ouest de notre zone d'étude (principalement entre Johannesburg et Kimberley), sur une surface de plus de $3 \cdot 10^5 \text{ km}^2$, et sa mise en place a eu lieu entre 2750 et 2650 Ma (Walraven *et al.* 1990 ; Armstrong *et al.*, 1991 ; van der Westhuizen *et al.*, 2006). Aussi est-il vraisemblable que cet épisode magmatique soit de plus grande ampleur que son seul enregistrement par les plutons de Mashashane, Matlala, Matok et Moletsi.

A noter que la quasi-totalité de cette chronologie du magmatisme est résumée en un unique affleurement, localisé au sein de l'unité des gneiss de Goudplaats–Hout River, dans le lit de la Middle Letaba River. Cet affleurement présente au moins quatre phases magmatiques différentes qui se recoupent les unes les autres, et chacune a fait l'objet d'une datation U–Pb sur zircons (A. Zeh, données non publiées). La plus ancienne est un gneiss gris sombre de type TTG, contenant des zircons zonés dont les cœurs sont datés à $3343 \pm 6 \text{ Ma}$ et les bordures à $3280 \pm 7 \text{ Ma}$. Il est intimement associé à un gneiss trondhjémitique daté à $2847 \pm 7 \text{ Ma}$. Des granites potassiques et des trondhjemites à gros grain y sont intrusifs. Leur mise en place a eu lieu entre 2770 et 2790 Ma ; ils sont donc très similaires, en termes d'âge et de pétrographie, à ce qu'on observe à Turfloop. Enfin, des filons tardifs de monzogranite recoupent l'ensemble ; ils présentent un âge de $2670 \pm 6 \text{ Ma}$, semblable à celui des granitoïdes de « type M », aussi sont-ils vraisemblablement associés au même épisode magmatique.

6.3.2. Évolution des sources et des processus pétrogénétiques

L'origine des trois groupes de granitoïdes a été déterminée sur la base de leur géochimie en éléments majeurs, traces et isotopes (Sm–Nd et Lu–Hf). Les granitoïdes de « type M » ont été étudiés dans le détail au cours du Chapitre 5. Les monzogranites et les granodiorites qui constituent l'essentiel du volume de ces plutons dérivent de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un unique composant intermédiaire à mafique, représenté sur le terrain par des diorites. L'assimilation de matériel provenant de la fusion de TTG a joué un rôle mineur, en n'engendrant que des variations géochimiques de second ordre. Les diorites, quant à elles, sont des magmas provenant vraisemblablement d'interactions entre un liquide issu de la fusion d'une croûte inférieure amphibolitique et de sanukitoïdes (voir Section 5.2).

La contribution d'un composant de type sanukitoïde révèle qu'un manteau enrichi en éléments incompatibles a nécessairement joué un rôle prépondérant dans la genèse de ces granitoïdes de « type M » (voir les Sections 5.2 et 5.3 pour plus de détails).

L'origine des deux autres groupes de granitoïdes est plus simple à évaluer, dans la mesure où ils présentent des compositions très semblables à deux lithologies classiques des terrains archéens (Figure 6.14). En particulier :

- Les tonalites et trondhjémites du bloc de Pietersburg possèdent des compositions typiques des TTG de haute à moyenne pression définies par Moyen (2011). Comme l'ensemble des TTG dans le monde, ces magmas dérivent de la fusion de matériel mafique (amphibolite) (*e.g.* Barker and Arth, 1976 ; Condie, 1981 ; Martin, 1986, 1993 ; Rapp et al., 1991 ; Rapp and Watson, 1995 ; Smithies, 2000 ; Martin et al., 2005 ; Halla *et al.*, 2009) à des pressions supérieures ou égales à 15 kbar (Moyen, 2011), donc à plus de ~45 km de profondeur.
- De la même manière, les granites de « type T » sont très semblables au groupe des granites potassiques de la classification de Moyen (2011) (Figure 6.14), dont l'origine est systématiquement associée à la fusion de TTG préexistants (*e.g.* Sylvester, 1994 ; Althoff *et al.*, 2000 ; Moyen *et al.*, 2003 ; Whalen *et al.*, 2004 ; Moyen, 2011 ; Vijaya Kumar *et al.*, 2011 ; Mshiu and Maboko, 2012).

Ces deux observations sont tout à fait cohérentes avec la composition en éléments majeurs des TTG et des granites de « type T ». En effet, celles-ci sont respectivement indissociables de celles des liquides expérimentaux provenant de la fusion de matériel mafique pauvre en potassium et de tonalites analogues des TTG archéennes (Figure 6.15).

La modélisation basée sur les éléments en traces permet de confirmer et conforter ces conclusions. En effet, le spectre multi-élémentaire des TTG est reproduit avec succès (Figure 6.16) en modélisant la fusion à l'équilibre d'une amphibolite (composition de l'échantillon HRG-3, déjà utilisée dans le cadre de la modélisation présentée dans les Sections 5.2 et 5.3 ; voir l'Annexe 4 pour sa composition complète), que ce soit à moyenne pression (60% amphibole + 30% clinopyroxène + 10% grenat ; ~15 kbar, 800–900°C) ou à haute pression (60% clinopyroxène + 40% grenat ; >20 kbar, 900–1000°C). La gamme des teneurs en grenat résiduel (10 à 40%) permet de rendre compte de la variabilité des teneurs en HREE et Y des TTG, alors que l'absence de plagioclase au résidu explique leur richesse en Al₂O₃, CaO (Figure 6.15) ainsi qu'en Sr, et le fait que ces roches ne présentent pas d'anomalie négative en

Eu. Les assemblages résiduels, dans les deux cas, sont identiques à ceux utilisés par Moyen (2011) pour modéliser la composition des TTG formés à moyenne et haute pression, contraints par des études expérimentales (voir la compilation de Moyen & Stevens, 2006).

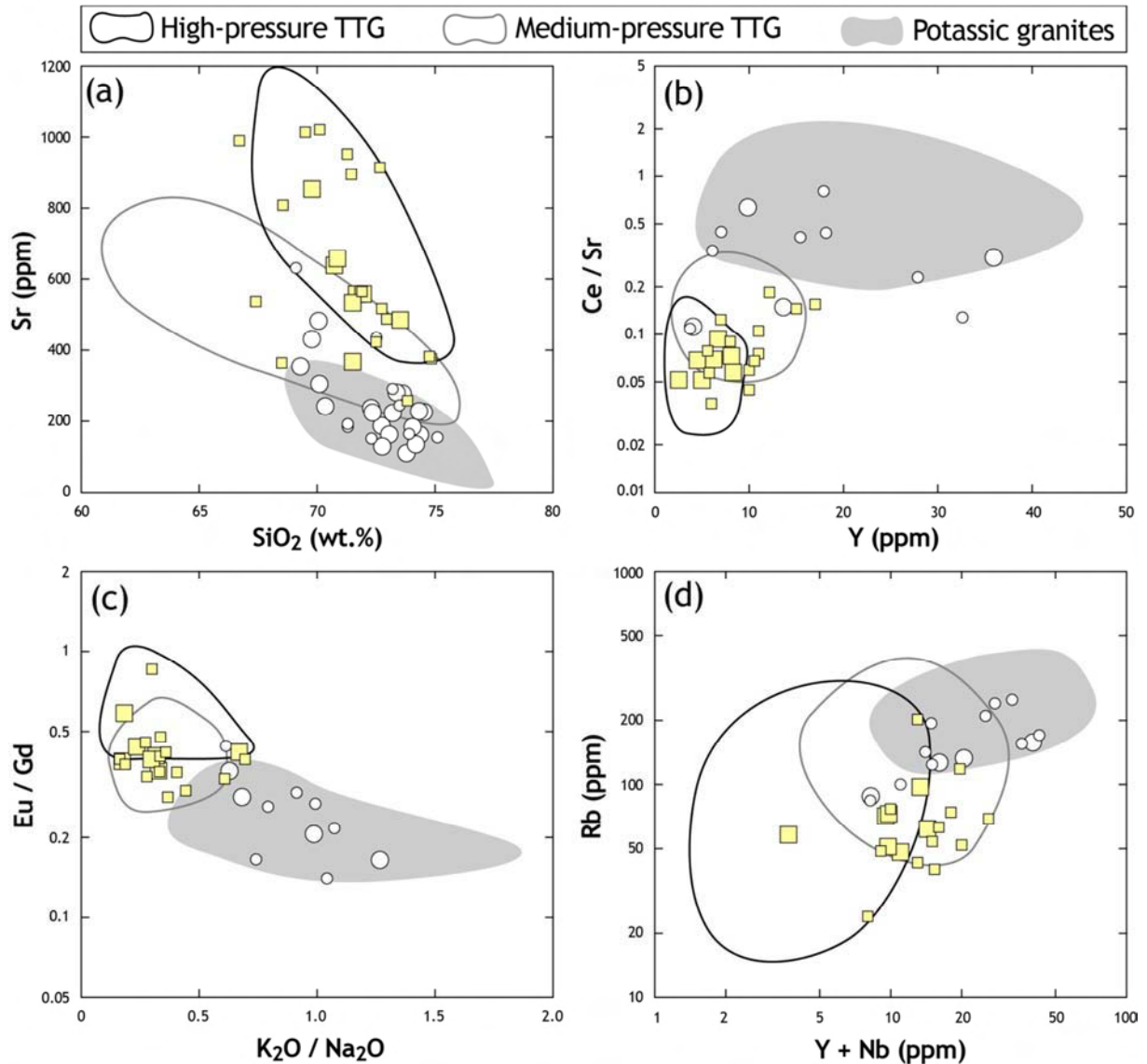


FIGURE 6.14 : Composition chimique des granitoïdes de « type T » et des TTG du groupe de Pietersburg, comparés à différents groupes géochimiques définis par Moyen (2011). Dans l'ensemble de ces diagrammes de discrimination, les TTG se répartissent entre les champs des « TTG de moyenne à haute pression » et les granitoïdes de type T, dans celui des « granites potassiques ». Les symboles sont identiques à la Figure 6.7.

D'autre part, les teneurs en éléments en traces des granites de « type T » coïncide avec celle de liquides provenant de la fusion de TTG (Figure 6.16). Dans ce cas, nous avons utilisé la gamme de composition des TTG du bloc de Pietersburg en tant que matériel de départ, et

les relations de phase des expériences de Watkins *et al.* (2007) pour déterminer l'assemblage minéralogique au résidu ainsi que la réaction de fusion. Celle-ci correspond à la décomposition incongruente de la biotite (42%), du quartz (42%) et du plagioclase (16%), produisant de l'orthopyroxène et du liquide dans les proportions 1:2. Cette réaction correspond à des conditions expérimentales de 875°C et 8 kbar. Les liquides modélisés présentent les mêmes anomalies négatives en Ba, Sr et Eu que les granitoïdes de « type T », en raison de la proportion élevée de plagioclase dans la source (~60%). De même, ces roches possèdent des spectres de REE aux fractionnements variables, qui sont correctement reproduits par les modèles, et qui sont, quant à eux, hérités de la composition des TTG. Ceux-ci présentent en effet des rapports $(La/Yb)_N$ qui varient sur un ordre de grandeur, entre ~5 et ~50 (voir Figure 6.11).

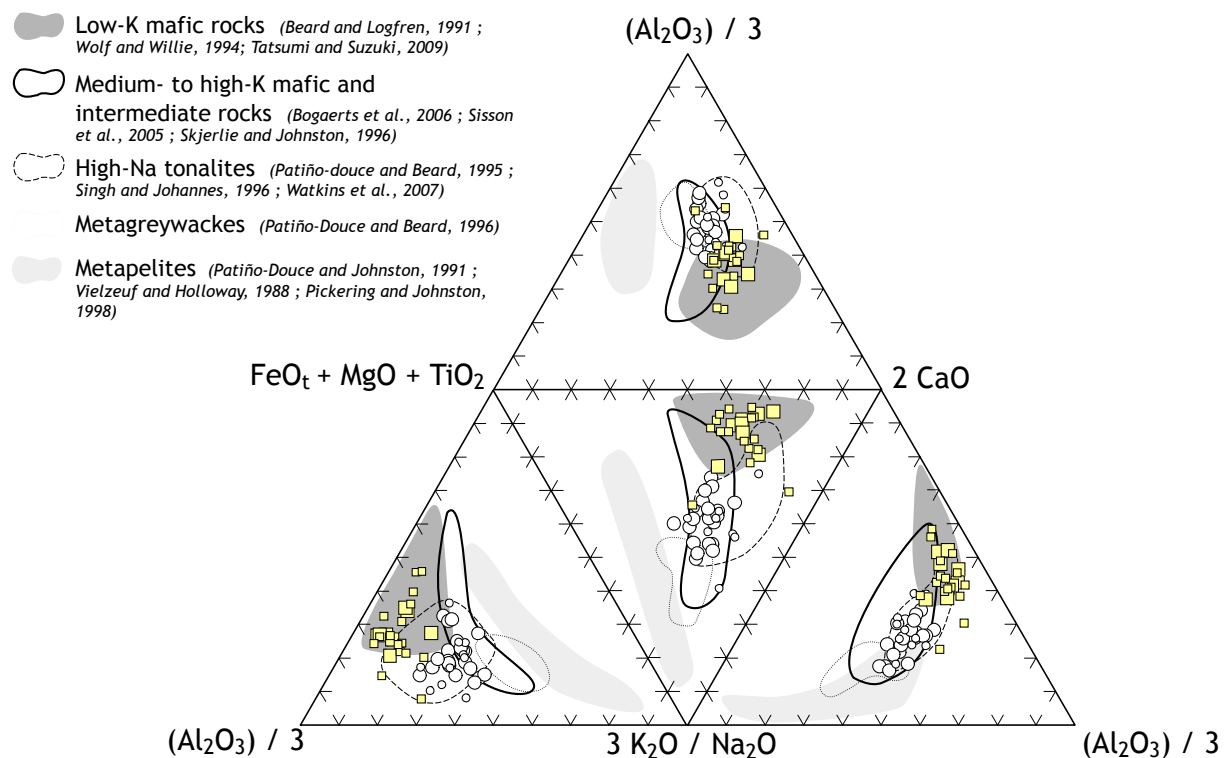


FIGURE 6.15 : Composition en éléments majeurs des granitoïdes de « type T » et des TTG du groupe de Pietersburg présentés dans le tétraèdre éclaté $Al_2O_3/3-FeO_t+MgO+TiO_2-2CaO-3K_2O/Na_2O$, où elles sont comparées aux compositions de liquides expérimentaux, provenant d'une large gamme de sources (listée en légende). Les symboles sont les mêmes que pour la Figure 6.7.

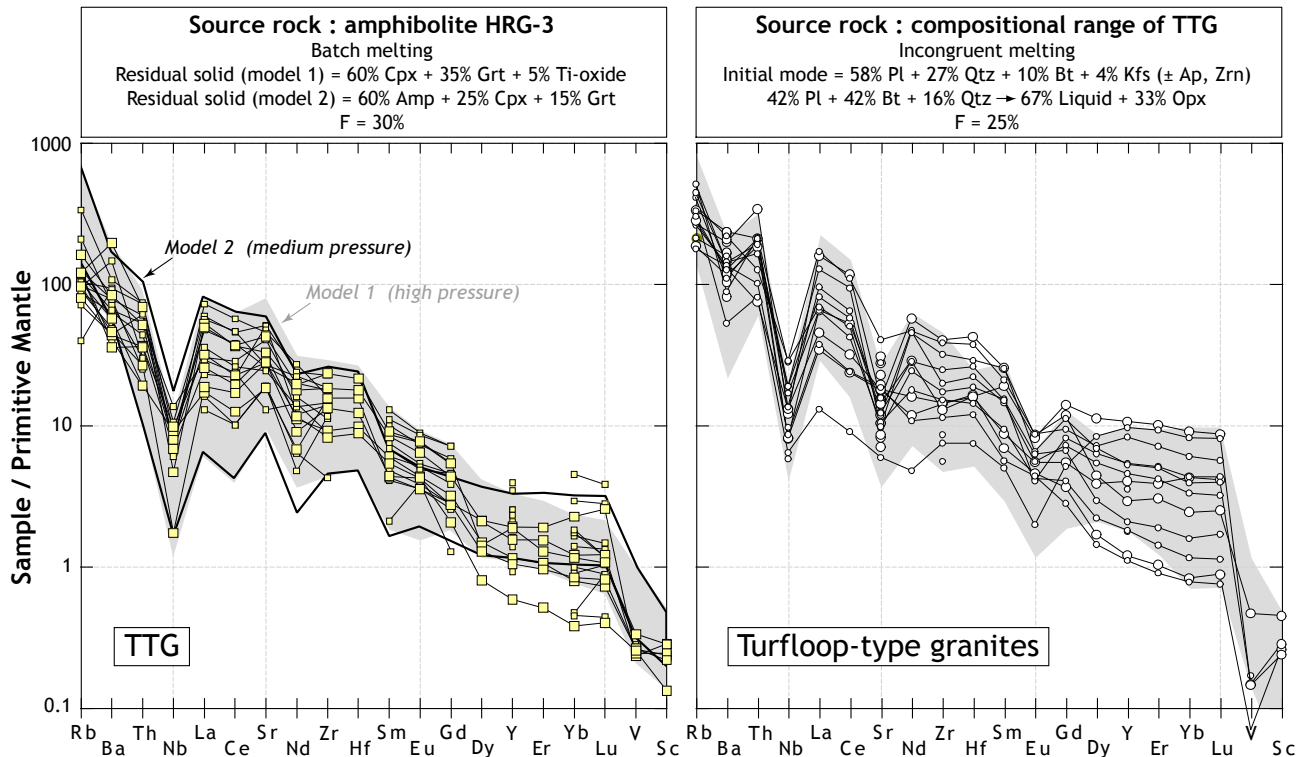


FIGURE 6.16 : Spectres multi-élémentaires des TTG et des granites de « type T » du bloc de Pietersburg, comparés à la gamme de composition de liquides modélisés par (a) la fusion à l'équilibre d'une amphibole à haute (modèle 1) ou moyenne pression (modèle 2) ; (b) la fusion incongruente d'une tonalite à biotite similaire aux TTG du bloc de Pietersburg. Dans les deux cas, les spectres modélisés reproduisent avec succès ceux des échantillons naturels. Les abréviations des minéraux sont ceux de Whitney & Evans (2010).

Ces modèles pétrogénétiques sont également en très bon accord avec les données isotopiques obtenues en roche totale (Sm–Nd ; tableaux de données en Annexe 4) et sur zircons séparés (Lu–Hf ; données non publiées obtenues en coopération avec A. Zeh). Les TTG sont des roches globalement juvéniles, comme en témoignent des compositions isotopiques radiogéniques en Nd ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ à $+1$) et Hf ($\epsilon_{\text{Hf}} = 0$ à $+2.5$) à l'âge de mise en place (Figure 6.17). Cela indique qu'elles proviennent d'une source soit mantellique, soit extraite du manteau très peu de temps avant sa fusion pour former les TTG, ce qui plaide en faveur d'une origine par fusion de matériel mafique. Les granitoïdes de « type T » sont, quant à eux, un peu moins radiogéniques à l'âge de mise en place ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.4$ à -1.2 ; $\epsilon_{\text{Hf}} = 0$ à $+2$) (Figure 6.17), ce qui est cohérent avec le fait qu'ils dérivent d'une source crustale relativement jeune (c'est-à-dire, les TTG formés précédemment). Cette hypothèse est confirmée par la présence de zircons hérités dans certains échantillons de granite de « type T », qui possèdent non seulement des âges (voir Section 3.3), mais aussi des signatures isotopiques d'Hf identiques à

ceux des TTG (Figure 6.17). Enfin, les granitoïdes de « type M » présentent des ϵ_{Nd} (–2.0 à –4.6) et ϵ_{Hf} (–2.6 à –3.6) franchement négatifs (Figure 6.17). Cette signature atteste que leur genèse a impliqué des quantités non négligeables de matériel crustal significativement plus ancien, identifié au cours du Chapitre 5 comme étant un composant sédimentaire responsable de l'enrichissement du manteau liée à la pétrogenèse de ces granitoïdes.

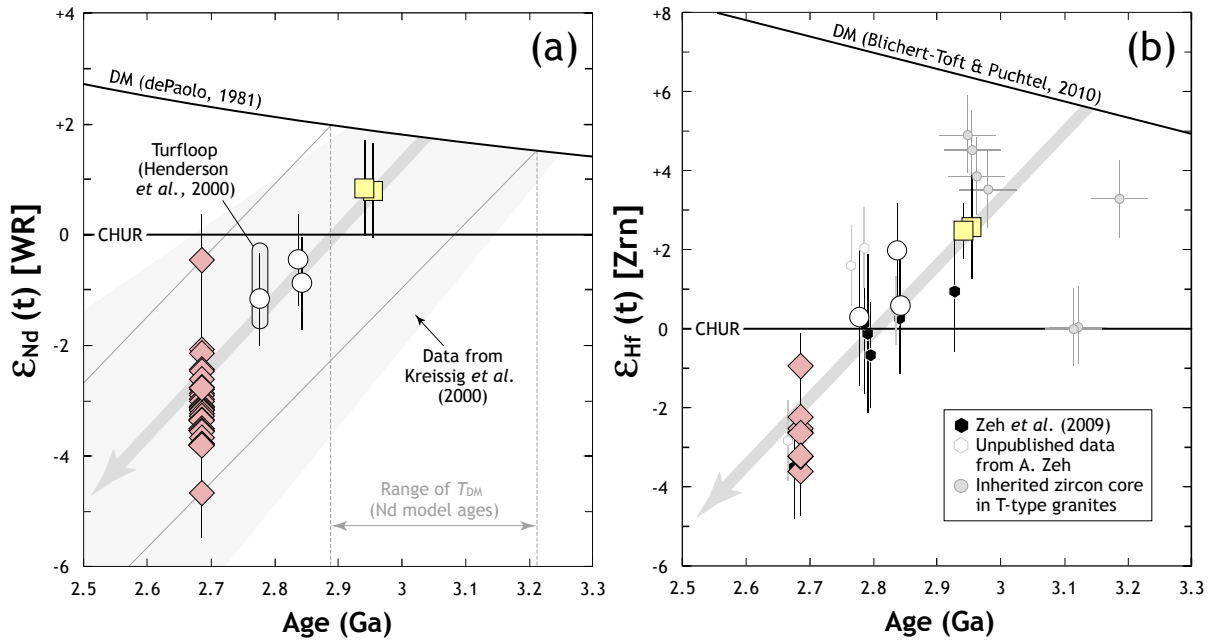


FIGURE 6.17 : Compositions isotopiques initiales, exprimées en fonction de l'âge de mise en place, des granitoïdes du bloc de Pietersburg et représentées par ϵ_{Nd} dans les roches totales (a) et ϵ_{Hf} des zircons (b). Les deux flèches grises correspondent à des droites d'évolution calculées en utilisant des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.101$ (a) et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.01$ (b) (voir le texte pour plus de détails). Les symboles sont les mêmes que pour la Figure 6.7.

Il est intéressant de noter que dans les diagrammes d'évolution temporelle de la signature isotopique de Nd et d'Hf (Figure 6.17), les points représentatifs des différents granitoïdes se répartissent le long d'une unique droite d'évolution. Ces droites correspondent à des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.101$ et $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.01$, qui représentent respectivement (1) la moyenne des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mesurés dans nos échantillons de TTG ainsi que ceux analysés par Kreissig *et al.* (2000) et (2) le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ moyen des TTG archéens dans le monde (Guitreau, 2012). Ainsi, il semblerait que le bloc de Pietersburg constitue une portion de croûte continentale ayant évolué en « système clos » depuis son extraction à partir du manteau sous forme de TTG. Celle-ci a eu lieu entre 2950 et 3100 Ma, comme l'indiquent

(qualitativement) les âges modèles (T_{DM}) en Nd et Hf calculés à partir de nos échantillons (Figure 6.17) et ceux de Kreissig *et al.* (2000), et s'est exprimée par la production de larges volumes de TTG à partir d'une source mafique juvénile. Par la suite, ces TTG ont été recyclés en continu, soit directement par fusion partielle (genèse des granites de « type T ») soit au travers d'un cycle d'érosion–sédimentation dont les produits ont été introduits dans le manteau (genèse des granites de « type M »). Un tel scénario est cohérent avec les conclusions de Zeh *et al.* (2009) et Kreissig *et al.* (2000) qui, sur la base des données isotopiques en Hf (sur zircons séparés) et Nd (sur roche totale), ont conclu que l'ensemble des granitoïdes du bloc de Pietersburg provenaient du recyclage d'un unique composant crustal formé autour de 2900–3000 Ma. De plus, ce modèle est en bon accord avec le fait que l'amalgamation du bloc de Pietersburg, et son accrétion à la marge Nord du craton du Kaapvaal, aient eu lieu autour de 2950 Ma.

Par conséquent, les compositions chimiques et isotopiques des trois types de granitoïdes identifiés au sein du bloc de Pietersburg peuvent être raisonnablement expliquées par les modèles pétrogénétiques suivants :

- (1) Tous les TTG du bloc de Pietersburg proviennent de la fusion de roches mafiques (amphibolites), dans des conditions de pression moyennes à élevées (en tout cas, au-delà de 15 kbar, c'est-à-dire hors du champ de stabilité du plagioclase) ;
- (2) Les granites de « type T » sont issus de l'anatexie intracrustale de ces TTG. En effet, leur composition est cohérente avec celle de liquides produits par la fusion de tonalites à relativement basse pression (~8 kbar). La fusion de TTG, qui sont des roches riches en éléments incompatibles, explique leurs teneurs élevées en K, Rb, Ba, Th ainsi que leur spectre de terres rares assez fractionné, hérité de la source.
- (3) Les granitoïdes de « type M », quant à eux, nécessitent l'intervention d'un composant mantellique dans leur genèse. Mais celui-ci a été préalablement hybridé avec du matériel crustal, possiblement d'origine sédimentaire, provenant du recyclage des TTG constituant la croûte locale du bloc de Pietersburg. Ce manteau hybride a donné naissance à des magmas de type sanukitoïde, qui ont interagi avec les produits de fusion de la croûte inférieure mafique et se sont différenciés pour engendrer le large spectre de granitoïdes aujourd'hui observés sur le terrain.

D'un point de vue général, ce modèle montre que la production de croûte continentale juvénile (sous forme de TTG) domine l'enregistrement magmatique jusqu'à 2780–2850 Ma. Ensuite, les processus de recyclage deviennent prépondérants, et se manifestent à la fois par différenciation intracrustale directe (production des granites de « type T ») et par la contribution de matériel continental hybridé avec le manteau dans la genèse des granitoïdes de « type M ».

6.3.3. *Vers un contrôle structural prédominant*

La carte de la Figure 6.18 représente les différents types de granitoïdes recensés dans le bloc de Pietersburg, distingués les uns des autres non seulement en termes de nature, mais aussi en termes d'âge. Cette carte met en évidence une très nette évolution de la géométrie de mise en place de ces granitoïdes à grande échelle et révèle que celle-ci est progressivement focalisée au niveau de grandes structures (ou sutures ?) d'échelle régionale. Dans le détail, cette évolution peut être décrite de la façon suivante :

- (1) Les TTG mis en place à 3250–3350 Ma d'une part, et à 2950 Ma d'autre part, affleurent sur l'ensemble de la surface du bloc de Pietersburg, depuis la Zone Marginale Sud jusqu'à la ceinture de roches vertes de Murchison. De plus, ils constituent en grande majorité le soubassement de ce segment crustal, puisqu'ils constituent la lithologie principale des unités de gneiss (Goudplaats–Hout River et Groot Letaba–Duiwelskloof) qui sont les plus représentées en termes de surface. D'autre part, malgré leur hétérogénéité au niveau de l'affleurement, ces TTG présentent des âges modèles Nd identiques (Kreissig *et al.*, 2000), des âges de mise en place comparables sur l'ensemble de la zone (voir Section 6.3.1) et des compositions chimiques qui ne varient que dans une gamme très restreinte (voir Sections 6.2.4 et 6.3.2), aussi est-il raisonnable de les considérer comme une unité lithologique unique. Ainsi, il apparaît que le magmatisme de type TTG a affecté l'ensemble du bloc de Pietersburg et n'est pas restreint à un contexte structural particulier.

- (2) Il en va de même en ce qui concerne les granites de « type T » mis en place à 2850 Ma (Figure 6.18). En effet, les données géochronologiques couplées à des analyses chimiques montrent que ces magmas sont représentés :

→ dans la Zone Marginale Sud (Kröner *et al.*, 2000) ;

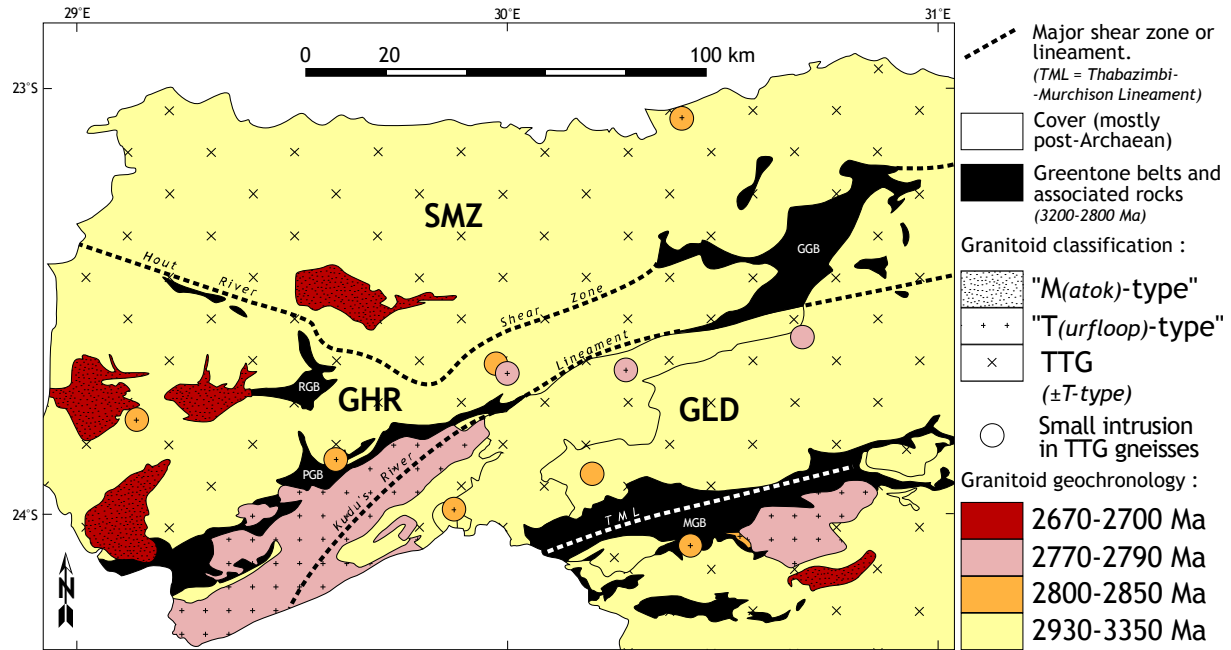


FIGURE 6.18 : Carte géologique schématique du bloc de Pietersburg où se représentent les granitoïdes en fonction de leur nature (symboles) et de leur âge (couleur).

→ au nord de la ceinture de Pietersburg, sous la forme de petits corps magmatiques dans l'unité de Goudplaats–Hout River (Brandl & Kröner, 1993 ; A. Zeh, données non publiées ; voir Section 3.3) et du granite peralumineux de Melkboomfontein qui est associé à la ceinture elle-même (Kröner *et al.*, 2000) ;

→ entre les ceintures de Murchison et de Pietersburg, au niveau de petites intrusions disséminées dans l'unité des gneiss de Groot Letaba–Duiwelskloof (Kröner *et al.*, 2000 ; Zeh *et al.*, 2009 ; voir Section 3.3) ;

→ au niveau de la ceinture de Murchison, sous la forme du granite peralumineux de Wyllie (Poujol, 2001) et de pegmatites associées (Poujol & Robb, 1999).

Il apparaît donc que cet épisode magmatique est, tout comme les TTG, réparti sur toute la surface du bloc de Pietersburg et ne dépend pas d'un quelconque contrôle structural.

- (3) Par contre, les granites de « type T » qui se mettent en place à 2780 Ma sont très clairement associés aux deux grandes zones de suture que sont les linéaments de Thabazimbi–Murchison (TML) et de Kudu's River (KRL). En effet, les batholites de Lekkersmaak et de Turfloop, qui sont l'expression la plus évidente de ce magmatisme, sont respectivement intrusifs au niveau de l'un et de l'autre (Figure 6.18). Qui plus est, les petites intrusions de granites de « type T » associés aux TTG et présentant un âge de 2780 Ma sont exclusivement

localisées de part et d'autre du KRL, à une distance qui n'excède pas la dizaine de kilomètres (Zeh *et al.*, 2009 ; A. Zeh, données non publiées ; voir Section 3.3), ce qui est faible au regard de la taille du segment crustal que représente le bloc de Pietersburg ($\sim 200 \times \sim 150$ km). Il faut noter, enfin, que beaucoup plus à l'Ouest (au Botswana), la suite granitique de Gaborone (GGS) s'est mise en place aux alentours de 2780 Ma (Grobler & Walraven, 1993 ; Moore *et al.*, 1993 ; Zeh *et al.*, 2009), exactement dans le prolongement occidental des deux linéaments qui caractérisent le bloc de Pietersburg (Figure 6.19).

D'après certains auteurs, le TML représente une grande zone de suture d'échelle lithosphérique, séparant des segments crustaux d'histoire géologique contrastée (*e.g.* Vearncombe, 1991 ; Good & de Wit, 1997 ; Zeh *et al.*, 2009 ; A. Zeh, communication personnelle). Il en va sûrement de même pour le KRL (Kröner *et al.*, 2000), qui est néanmoins de moindre importance puisque, on l'a vu, les granitoïdes de part et d'autre de cette structure présentent des âges U–Pb, des âges modèles et des caractéristiques géochimiques indiscernables. De même, tout comme le TML qui est associé à la ceinture de Murchison, le KRL est disposé dans le prolongement de celles de Pietersburg et de Giyani, laissant à penser que les deux linéaments sont associés à la fermeture d'anciens bassins volcano-sédimentaires. Enfin, le fonctionnement de ces structures est clairement contemporain de la mise en place des granitoïdes. Par exemple, les roches du batholite de Turfloop sont déformées aux abords du KRL (Kröner *et al.*, 2000), et le pluton de Lekkersmaak est, quant à lui, syntectonique dans son ensemble (Jaguin *et al.*, 2012). De fait, à partir de ~ 2780 Ma, il semble que les intrusions de granitoïdes soient localisées au niveau de grandes zones de suture actives, d'échelle crustale voire lithosphérique (Figure 6.19).

- (4) Les granitoïdes de « type M » se sont mis en place entre 2670 et 2700 Ma à proximité de la zone de cisaillement de Hout River (HRSZ), qui sépare les terrains granulitiques de la Zone Marginale Sud des terrains non granulitiques du bloc de Pietersburg (Figure 6.18). Il est très intéressant de noter qu'à l'instar de l'intrusion des granites de « type T » mis en place à 2780 Ma, celle des granites de « type M » est également contemporaine du fonctionnement de la structure associée. En effet, la zone de cisaillement de Hout River a été active globalement entre 2700 et 2600 Ma (Kreissig *et al.*, 2001) pour accommoder l'exhumation des granulites de la Zone Marginale Sud.

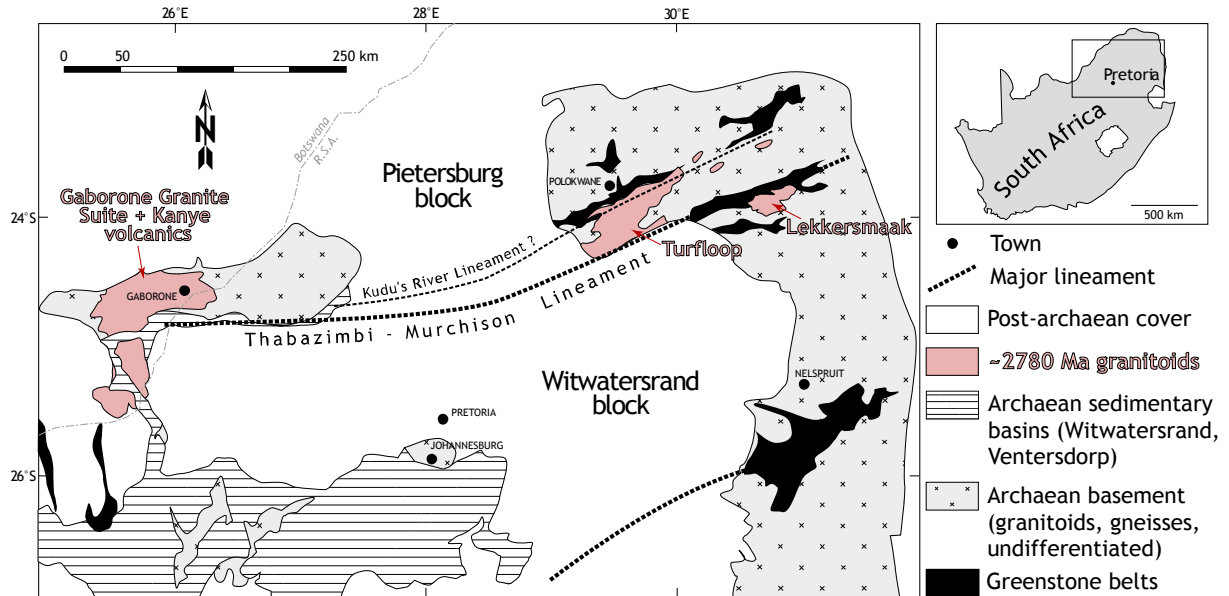


FIGURE 6.19 : Schéma structural simplifié du Nord-Est de l'Afrique du Sud et du Sud-Ouest du Botswana, où est mise en lumière la position structurale des granitoïdes mis en place à 2780 Ma. Ceux-ci sont répartis autour du TML et, plus particulièrement, entre le TML et le KRL.

La seule exception à ces observations est la suite granitique de Mashishimalle, qui s'est mise en place au sud de la ceinture de Murchison à peu près en même temps (2670–2720 Ma ; Poujol, 2001 ; Zeh *et al.*, 2009). Toutefois, comme on l'a vu précédemment, la ceinture de Murchison est associée à la grande zone de suture qu'est le TML, qui a été active pendant près de 2 Ga entre l'Archéen et le Phanérozoïque (Good & de Wit, 1997), aussi est-il raisonnable de penser que l'intrusion de ce pluton est également accommodée par le fonctionnement de cette structure.

Pour résumer, il apparaît donc qu'à partir de ~2780 Ma, le contexte structural de mise en place des granitoïdes a sensiblement évolué. Avant cette date, ceux-ci sont répartis de manière très homogène sur l'ensemble du bloc de Pietersburg. En revanche, par la suite, leurs intrusions s'organisent le long de structures linéaires qui semblent liées, sans équivoque, aux mouvements relatifs de différents blocs crustaux. Cette activité est contemporaine du magmatisme granitoïde dans tous les cas, et ces grandes structures pourraient ainsi constituer des zones préférentielles de mise en place de ces magmas à partir de ~2780 Ma.

6.4. Un modèle géodynamique global

Au cours de cette Section, nous proposons un modèle géodynamique global pour l'histoire géologique du bloc de Pietersburg, intégrant l'ensemble des observations concernant l'évolution des âges de mise en place, la nature, la géochimie et le style d'intrusion des granitoïdes. Afin d'en faciliter la lecture et la compréhension, ce modèle est présenté sous forme chronologique.

6.4.1. 3400–3000 Ma : formation et différenciation locale de croûte océanique

Les données concernant cet épisode de l'histoire du bloc de Pietersburg sont très fragmentaires, puisqu'elles ne sont représentées, du point de vue cartographique, que par les quelques affleurements d'orthogneiss très déformés présentant cet âge de mise en place. On peut néanmoins avancer deux certitudes quant au contexte géodynamique de cette époque :

- (1) Les granitoïdes intrusifs dans cette gamme d'âge présentent une chimie typique de la série TTG, et celle-ci est aussi très similaire à celle de leurs homologues plus jeunes. L'ensemble de ces matériaux dérivent donc vraisemblablement de la fusion d'un unique composant mafique, de type amphibolite (voir Section 6.3.2).

- (2) Les âges modèles Hf–Nd obtenus sur l'ensemble des granitoïdes du bloc de Pietersburg sont globalement regroupés entre 3000 et 3500 Ma (Kreissig *et al.*, 2000 ; Zeh *et al.*, 2009 ; A. Zeh, données non publiées ; Section 6.3.2). Cette observation est également valable en ce qui concerne des zircons détritiques provenant de sédiments de la ceinture de roches vertes de Pietersburg (Zeh & Gerdes, 2012).

Ces deux observations permettent d'affirmer que les TTG mis en place entre 2950 et 3350 Ma dans le bloc de Pietersburg sont issus de la fusion partielle de croûte mafique, extraite du manteau en continu entre 3300–3500 Ma et 3000 Ma (Figure 6.20). L'âge maximum est difficile à fixer avec précision, puisque toutes les contraintes sur celui-ci reposent sur des âges modèles Hf dont l'interprétation est délicate en l'absence d'autres données. Quoi qu'il en soit, les TTG les plus anciens (3250–3350 Ma) proviennent probablement de la différenciation de cette croûte mafique précoce. Ces TTG sont d'âge très variable d'un endroit à un autre dans le bloc de Pietersburg, comme en témoignent, non seulement les âges de mise en place obtenus à partir de certains échantillons (qui sont compris entre 3333 et 3170 Ma ;

Brandl & Kröner, 1993 ; Kröner *et al.*, 2000), mais aussi l'étalement des âges U–Pb des zircons détritiques de la ceinture de Pietersburg (3200–3300 Ma ; Zeh & Gerdes, 2012). En ce sens, cette différenciation a sûrement été très locale et très épisodique. Alternativement, cette variabilité des âges pourrait aussi démontrer l'existence de nombreux petits sous-ensembles crustaux ayant évolué séparément pendant cette période de temps.

D'après leur composition chimique, ces TTG nécessitent des pressions de fusion relativement élevées (≥ 15 kbar ; voir Section 6.3.2). Par conséquent, leur origine est peut-être localisée au niveau de la base de plateaux océaniques très épais ou de zones de subduction intra-océaniques transitoires (Figure 6.19). Toutefois, ces interprétations restent très spéculatives étant donné le manque de données, en particulier structurales, concernant ces granitoïdes et leur contexte de mise en place.

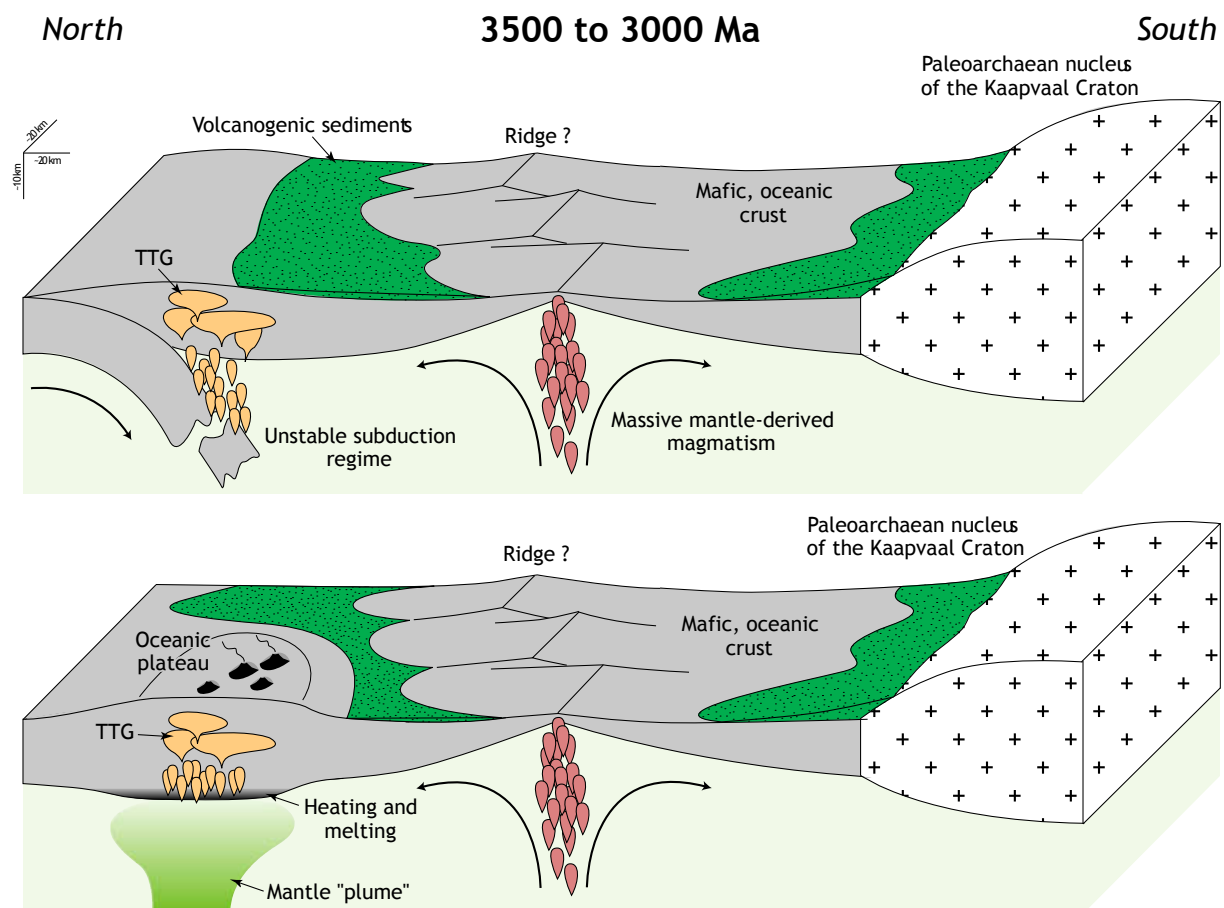


FIGURE 6.20 : Blocs-diagramme illustrant l'environnement géodynamique du bloc de Pietersburg entre 3500 et 3000 Ma. Les deux différents blocs correspondent à deux sites possibles de production des TTG : dans des zones de « subduction » instables (en haut) où à la base de plateaux océaniques épais (en bas). Voir le texte pour plus de détails. Les échelles sont approximatives.

6.4.2. 3000–2950 Ma : convergence et accrétion à la marge Nord du craton

L'enregistrement géologique, dans le bloc de Pietersburg, devient beaucoup plus continu à partir de ~3000 Ma. En particulier, un évènement magmatique majeur a eu lieu entre 2950 et 2970 Ma, dont les témoins les plus évidents sont les TTG mis en place à cette époque. Ils représentent en effet un volume de magmas considérable dans l'ensemble du bloc de Pietersburg (Brandl & Kröner, 1993 ; de Wit *et al.*, 1993 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Zeh *et al.*, 2009 ; J. Jaguin, communication personnelle ; voir aussi la Section 3.3). Leur signature isotopique juvénile (voir Section 6.3.2), indiquant par là même que cet évènement représente un épisode de croissance crustale majeur. En plus d'être largement représentés sur le terrain, ces TTG sont également la source de zircons détritiques dans des sédiments de la ceinture de Pietersburg, dont le spectre géochronologique est dominé par des âges allant de 2950 à 2970 Ma (de Wit *et al.*, 1993 ; Zeh & Gerdes, 2012).

La mise en place de ces volumes conséquents de TTG est accompagnée par de nombreux autres évènements géologiques, tels qu'un volcanisme felsique intense dans les ceintures de roches vertes (de Wit *et al.*, 1993 ; Brandl *et al.*, 1996 ; Poujol *et al.*, 1996 ; Kröner *et al.*, 2000 ; Poujol, 2001), associé à l'intrusion de magmas mafiques en profondeur (le complexe de Rooiwater ; A. Zeh, données non publiées), et à une déformation, en particulier dans le secteur de Murchison (Jaguin *et al.*, 2012). Comme nous l'avons déjà proposé (Section 3.3), toutes ces observations portent à croire que cet évènement correspond à l'amalgamation du bloc de Pietersburg et à son accrétion à la marge Nord du craton du Kaapvaal. D'après certains auteurs, cette accrétion aurait été accommodée selon des processus de convergence horizontaux assez similaires à ce qu'on observe aujourd'hui, en particulier de type arc insulaire (Vearncombe, 1991) ou continental (Zeh & Gerdes, 2012). D'autres en revanche, soutiennent plutôt un modèle de tectonique verticale typique de processus de « sagduction » (Jaguin *et al.*, 2012), semblables à ce qu'on observe dans d'autres cratons archéens tels que le craton de Pilbara ou celui, plus proche, du Zimbabwe.

Même si leur genèse implique nécessairement une fusion à moyenne, voire haute pression (voir Section 6.3.2), il est clair que la répartition cartographique des TTG à 2950 Ma n'est pas en très bon accord avec des processus de subduction. En effet, ils sont présents sur toute la surface couverte par le bloc de Pietersburg et ne sont pas intrusifs le long de structures

linéaires (Section 6.3.3), ce qui va à l'encontre de leur genèse dans un contexte d'arc. En revanche, il est plausible que la croûte océanique juvénile formée entre 3000 et 3400 Ma, donc relativement chaude et pouvant difficilement entrer en subduction, se soit massivement accrétée à la marge nord du craton du Kaapvaal pour former un genre de prisme d'accrétion volcano-sédimentaire, largement dominé par du matériel mafique (Figure 6.21).

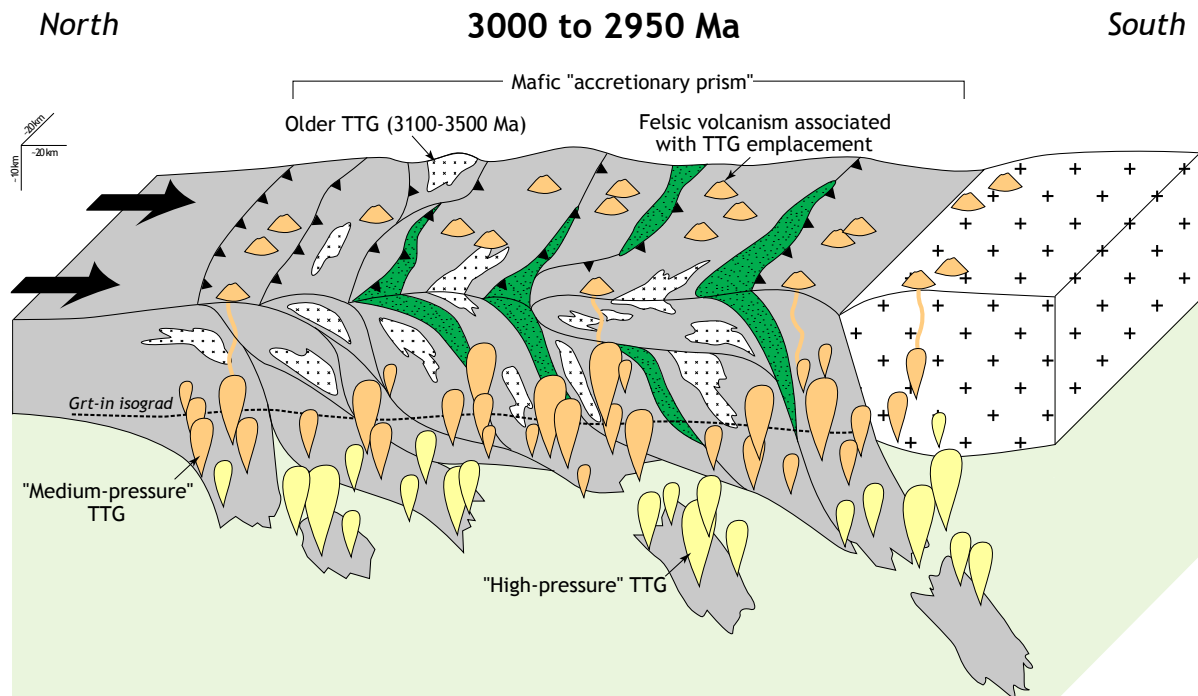


FIGURE 6.21 : Bloc-diagramme illustrant l'environnement géodynamique du bloc de Pietersburg entre 3000 et 2950 Ma. Voir le texte pour plus de détails. Les échelles sont approximatives.

Ce modèle permet de réconcilier l'ensemble des observations résumées ci-dessus. En effet, la fusion, sur une large surface, de la base de ce prisme épaissi permet d'expliquer l'origine des TTG de moyenne pression. Localement, notamment au niveau de la suture, et donc de la ceinture de Murchison, des panneaux de matériel mafique ont pu plonger dans le manteau de manière épisodique, entraînant la genèse des TTG de haute pression. Sans toutefois qu'il soit réaliste de parler de « subduction » au sens actuel du terme, ces processus permettent d'expliquer la signature juvénile des roches volcaniques qui caractérisent la ceinture de Murchison (Vearncombe, 1991 ; Poujol, 2001 ; Zeh *et al.*, 2009) et l'origine « profonde » des TTG associés. Enfin, l'ascension par diapirisme de larges volumes de TTG, au sein d'une croûte chaude et ductile, est à même d'entraîner, en apparence, un *convective overturn* dont

témoignent les structures verticales décrites par Jaguin *et al.* (2012) au niveau de la ceinture de Murchison (voir Figure 6.22). Celles-ci viennent partiellement masquer les mouvements horizontaux associées à l'épaississement du prisme d'accrétion, représentés localement par la superposition de lambeaux de croûte présentant des conditions métamorphiques contrastées (Block *et al.*, 2012).

6.4.3. 2950–2800 Ma : déformation et différenciation interne

Cette période n'est caractérisée que par l'intrusion, autour de 2850–2830 Ma, de granites de « type T », c'est-à-dire provenant de la fusion des TTG préexistants, et ce dans la totalité du bloc de Pietersburg. Les caractéristiques isotopiques assez juvéniles de ces granites (voir Section 6.3.2) indiquent que leur source crustale est nécessairement très jeune, et donc vraisemblablement représentée par les TTG à 2950 Ma. Ainsi, ils sont les produits d'une phase d'anatexie de la jeune croûte continentale, contemporaine d'un processus de déformation continue, lente et de grande ampleur qui a affecté le bloc de Pietersburg dans son ensemble (Kröner *et al.*, 2000 ; Jaguin *et al.*, 2012).

Ces observations indiquent que la croûte continentale du bloc de Pietersburg, encore relativement chaude et ductile, a subi une déformation et une fusion partielle discrète qui en ont affecté l'ensemble du volume, selon un comportement typique des terrains archéens (*e.g.* Chardon *et al.*, 2009 ; voir Section 1.3.2) (Figure 6.22). Ces phénomènes ont certainement eu lieu en réponse à un épaississement crustal modéré, comme en témoignent également la mise en place, à partir de ~2880 Ma, des conglomérats détritiques de la formation d'Uitkyk au sein de la ceinture de Pietersburg (de Wit *et al.*, 1993 ; Zeh & Gerdes, 2012). Ceux-ci représentent des sédiments immatures déposés en contexte alluvial au sein d'un bassin de type molassique, donc au niveau d'une croûte épaissie (de Wit *et al.*, 1993). L'origine du champ de contraintes responsable de cet épaississement est difficile à déterminer. Cependant, la majorité des structures affectant les granitoïdes plus anciens que 2800 Ma sont globalement orientées ENE–WSW (compilation dans Pheulpin, 2012), c'est-à-dire parallèlement à la zone de suture que constituent le TML et la ceinture de Murchison. Il est donc probable que cet épaississement crustal ait eu lieu dans la continuité de la convergence responsable de l'accrétion du bloc de Pietersburg à la marge Nord du craton du Kaapvaal, convergence ayant fonctionné en continu entre 3000 et 2800 Ma (Figure 6.22).

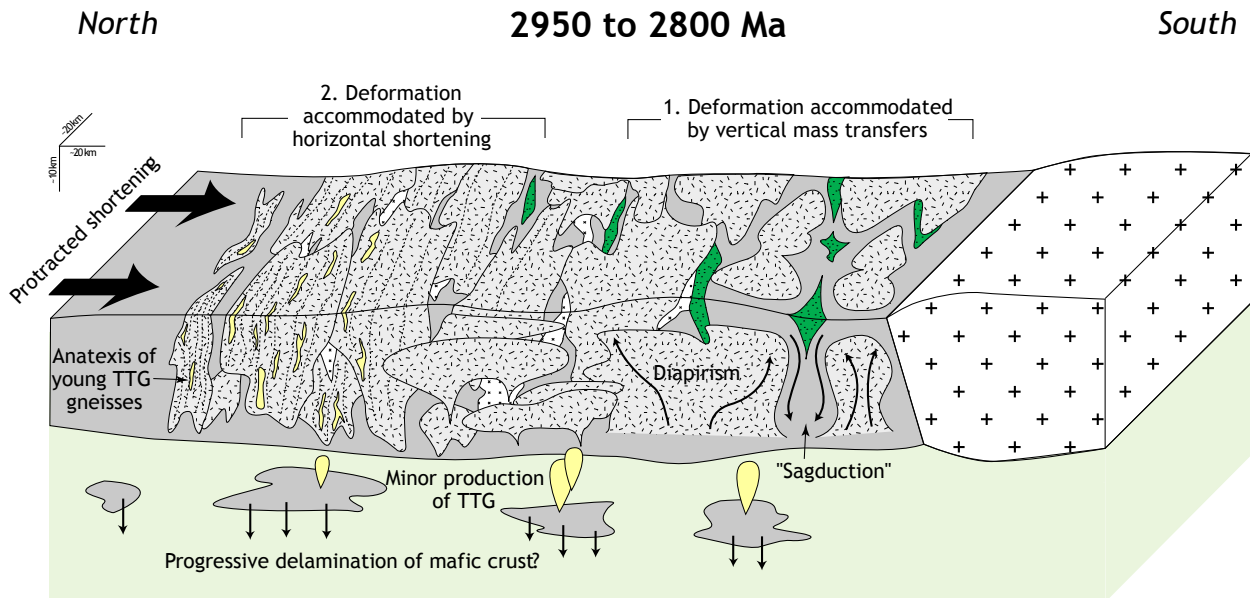


FIGURE 6.22 : Bloc-diagramme illustrant l'environnement géodynamique du bloc de Pietersburg entre 2950 et 2800 Ma. La distinction entre les deux modes de déformation n'a aucune validité géographique ; elle signifie simplement qu'ils ont tous les deux coexisté à cette période.

6.4.4. 2800–2750 Ma : convergence et subduction

A partir de 2800 Ma, l'enregistrement magmatique dans le bloc de Pietersburg est caractérisé par un changement drastique, non seulement de la nature, mais aussi du mode de mise en place des granitoïdes. En effet, alors qu'auparavant, les TTG sont dominants en volume par rapport aux granites provenant du recyclage crustal, ce rapport s'inverse nettement à partir de 2800 Ma, et s'accompagne de l'intrusion de plutons et batholites non plus sur toute la surface du bloc de Pietersburg, mais essentiellement le long de structures tectoniquement actives.

Dans le bloc de Pietersburg, le magmatisme à 2780 Ma est représenté par les grands batholites de Turfloop et Lekkersmaak et leurs intrusions satellites (le long du KRL). D'autre part, il s'exprime, plus à l'ouest, au travers de la suite granitique de Gaborone, au Botswana, et les roches volcaniques associées (suite de Kanye). Les plutons de Turfloop et Lekkersmaak dérivent de la fusion des TTG âgés de 2950 Ma (voir Section 6.3.2 et Henderson et al., 2000) mais aussi, dans le cas du pluton de Lekkersmaak, de métasédiments de la ceinture de Murchison adjacente (Jaguin *et al.*, 2012). Le pluton de Turfloop est associé, d'autre part, à des trondhjémites dont les zircons fournissent des signatures juvéniles en Hf ($\epsilon_{\text{Hf}} = +2$; A. Zeh, données non publiées). Enfin, la suite granitique de Gaborone est caractérisée par une

signature mixte, dominée par un composant juvénile ($\epsilon_{\text{Hf}} = +4$) mais dans la genèse de laquelle un composant crustal ($\epsilon_{\text{Hf}} = -2$) a également joué un rôle (Zeh *et al.*, 2009).

Ainsi, la pétrogenèse de ces granitoïdes est caractérisée par la coexistence de produits de recyclage de croûte préexistante par différenciation intracrustale, d'une part, et d'apports juvéniles, d'autre part. De plus, ils forment une ceinture magmatique de 20 à 50 km de large seulement, mais dont la longueur maximale dépasse potentiellement les 500 km (distance entre la suite de Gaborone, à l'Ouest, et les intrusions de granite de « type T » les plus orientales du bloc de Pietersburg). Enfin, ils sont intrusifs parallèlement à des structures tectoniquement actives. L'ensemble de ces observations sont nettement plus compatibles avec un contexte d'arc continental (Figure 6.23) que celles qui caractérisent les TTG mis en place à 2950 Ma. De plus, cette hypothèse est cohérente avec le fait que les sédiments du bassin du Witwatersrand mis en place à cette époque (Central Rand Group) sont interprétés comme représentant un bassin de type arrière-arc (Figure 6.23), alimentés par l'érosion d'un arc insulaire situé au Nord–Nord-Est (*e.g.* Pujol *et al.*, 2003).

Ainsi, la transition dans l'enregistrement magmatique vers 2800 Ma, au sein du bloc de Pietersburg, est cohérente avec l'initiation de processus de convergence et de subduction, donc dominés par des mouvements tectoniques horizontaux (Figure 6.23) comparables à ceux qui gouvernent la tectonique des plaques moderne. Il faut noter que l'épisode magmatique à ~2780 Ma est relativement bref, puisque les produits les plus anciens sont les laves du groupe de Kanye (~2790 Ma ; Moore *et al.*, 1993) et les plus jeunes, les trondhjémites du bloc de Pietersburg (~2765 Ma ; A. Zeh, données non publiées). Ainsi, l'épisode de subduction n'aura pas duré plus de 25 Ma, indiquant probablement la fermeture d'un bassin volcano-sédimentaire de petite taille (Figure 6.23), dont les reliques sont vraisemblablement les ceintures de roches vertes de Pietersburg, Rhenosterkoppies et Giyani. En effet, il s'agit de lambeaux volcano-sédimentaires allochtones (de Wit *et al.*, 1992b, 1993 ; Brandl *et al.*, 2006) et très peu épais (0.4–1.8 km, maximum 3 km ; Kleywegt *et al.*, 1987 ; Stettler *et al.*, 1988). Ainsi, bien qu'elles n'aient rien en commun avec des ophiolites modernes du point de vue lithostratigraphique, ces caractéristiques montrent que leur origine est potentiellement liée à des processus d'« obduction ». Cette observation est également en bon accord avec l'enregistrement structural des unités de gneiss environnantes, qui sont compatibles avec des processus tectoniques horizontaux plutôt que verticaux (Pheulpin, 2012).

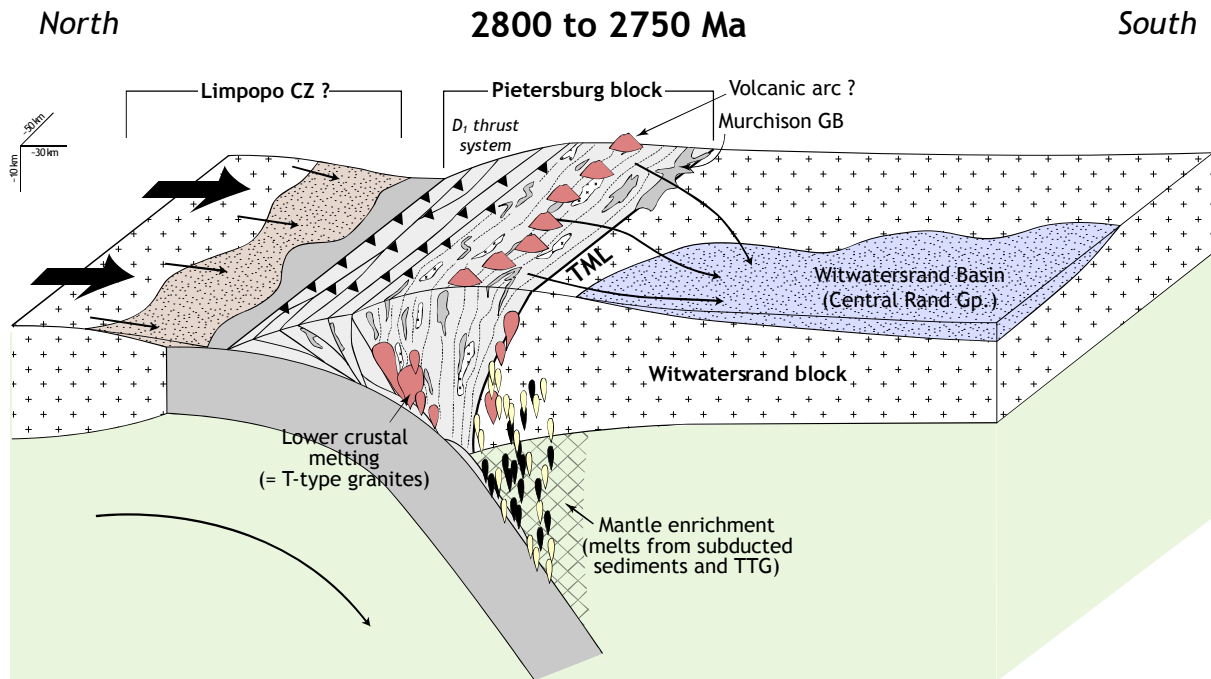


FIGURE 6.23 : Bloc-diagramme illustrant l'environnement géodynamique à la marge Nord du craton du Kaapvaal entre 2800 et 2750 Ma. Voir le texte pour plus de détails. Noter le changement d'échelle : le bloc de Pietersburg, dont la surface couvrait l'ensemble des blocs-diagramme précédents, ne correspond plus qu'à la partie centrale de celui-ci.

6.4.5. 2750–2600 Ma : collision, exhumation et stabilisation

Cette partie de l'histoire géologique du bloc de Pietersburg a déjà été décrite en détail dans le cadre de l'étude pétrogénétique des granitoïdes de « type M » (voir Section 5.2.7). Pour résumer, la période entre 2750 et 2650 Ma est caractérisée par la succession de deux types de magmas :

- (1) des laves alcalines de type OIB, caractéristiques du groupe de Klipriviersberg, c'est-à-dire de l'unité inférieure du supergroupe de Ventersdorp.
- (2) des magmas provenant de l'interaction entre des liquides issus d'une part de la fusion de croûte inférieure mafique, et d'autre part d'un manteau enrichi en éléments incompatibles lors de l'épisode de subduction à ~2780 Ma. Ces magmas sont représentés par les laves du groupe de Platberg, au sein du supergroupe de Ventersdorp, mais aussi et surtout par les granitoïdes de « type M » intrusifs dans le bloc de Pietersburg.

La succession entre ces deux types de magmas s'explique de la façon suivante. A l'issue de l'épisode de subduction décrit dans la Section précédente, le bloc de Pietersburg rentre en collision avec un segment de croûte situé plus au Nord (entre 2780 et 2750 Ma),

potentiellement la Zone Centrale de la Ceinture du Limpopo (Figure 6.24). Ce scénario est en très bon accord avec le développement de structures chevauchantes à vergence Nord au sein du bloc de Pietersburg (de Wit *et al.*, 1992), dont l'âge est compris entre 2700 et 2780 Ma (Passeraub *et al.*, 1999). Ces structures accommodent le processus de collision et engendrent un épaissement crustal modéré, comme en témoignent les pressions peu élevées (≤ 10 kbar) obtenues sur les granulites de la Zone Marginale Sud (voir Section 3.4.2).

En plus de cet épaissement crustal, l'épisode de collision a également provoqué la rupture de la plaque subduite (« *slab break-off* ») et son enfouissement dans le manteau (Figure 6.24). Celle-ci permet la remontée de manteau asthénosphérique chaud et fertile, dont la fusion permet la genèse des laves du groupe de Klipriviersberg, datées entre 2705 et 2750 Ma (Walraven *et al.*, 1990 ; Armstrong *et al.*, 1991). En admettant que leur épaisseur moyenne, en surface, est de ~ 750 m (1.5 km au maximum ; van der Westhuizen *et al.*, 2006) et même en considérant qu'elles n'affleurent que sur la moitié de la surface du bassin de Ventersdorp (soit $1.5 \cdot 10^5$ km²), ces laves représentent une quantité colossale de magma ($> 10^5$ km³). Une certaine quantité de ce volume considérable de magmas mantelliques chauds ont pu rester piégés à la base de la croûte et ainsi réchauffer celle-ci au point d'initier une « Zone Chaude »

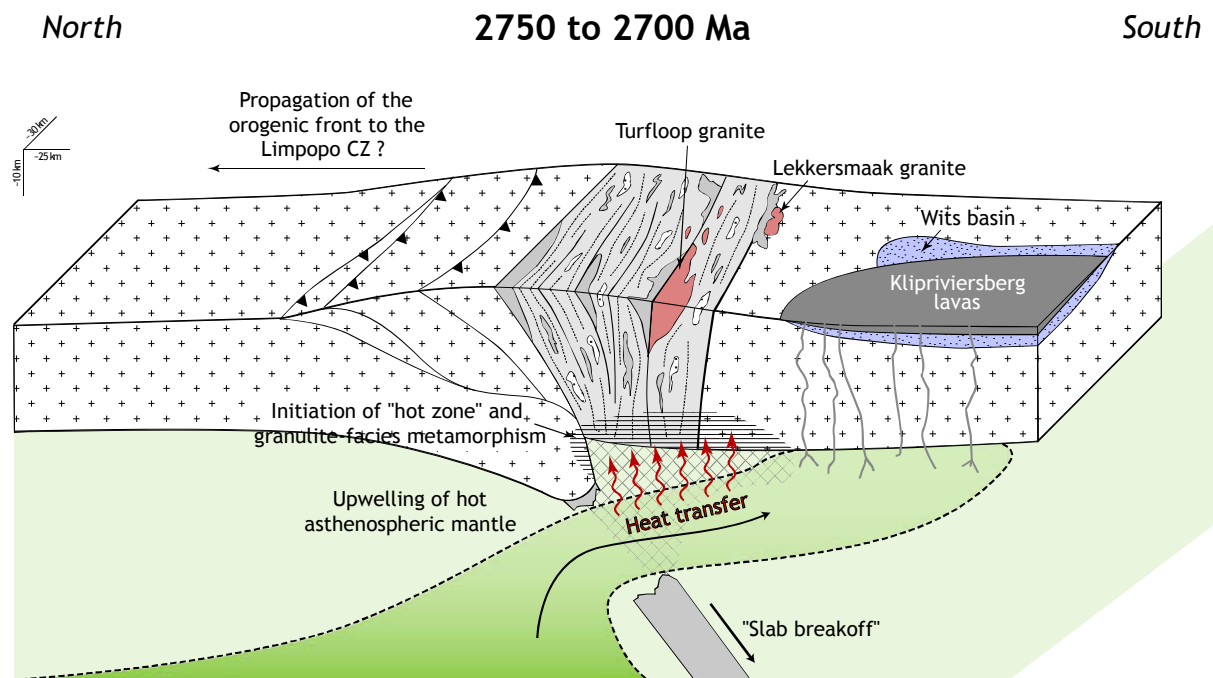


FIGURE 6.24 : Bloc-diagramme illustrant l'environnement géodynamique à la marge Nord du craton du Kaapvaal entre 2750 et 2700 Ma. Voir le texte pour plus de détails.

(*Deep Crustal Hot Zone* de Annen *et al.*, 2006) propice à la genèse des granitoïdes de « type M » et des laves du groupe de Platberg (Figure 6.25). Qui plus est, cette source de chaleur considérable est à même d'expliquer le métamorphisme de (ultra)haute température qu'ont subi les roches de la Zone Marginale Sud (van Reenen *et al.*, 1987 ; Stevens *et al.*, 1992 ; Perchuk *et al.*, 2000a ; Tsunogae *et al.*, 2004) (Figure 6.25). Celui-ci a eu lieu vers ~2690 Ma (Kreissig *et al.*, 2001), ce qui est très cohérent avec la chronologie des événements qu'implique ce scénario.

L'intrusion des granitoïdes de « type M » (2670–2700 Ma) est contemporaine du fonctionnement de la zone de cisaillement de Hout River, qui a permis l'exhumation des granulites de la Zone Marginale Sud. Cette exhumation a certainement eu lieu par rééquilibrage gravitaire en réponse à la collision (van Reenen *et al.*, 1987), et a été accommodée par une remontée diapirique des roches chaudes (Figure 6.25), favorisée par une transition vers un régime tectonique extensif (Gerya *et al.*, 2000). Elle est immédiatement suivie par le dépôt des toutes premières séquences du supergroupe du Transvaal (Figure 6.25), représenté dans notre secteur d'étude par le groupe de Wolkberg. Celui-ci est constitué par une séquence sédimentaire de plus en plus mature de la base vers le sommet (conglomérats, grès, argilites), dont le milieu de dépôt serait typiquement intracontinental, de type fluvio-deltaïque (Eriksson *et al.*, 2006). Ces caractéristiques sont typiques des bassins développés à la

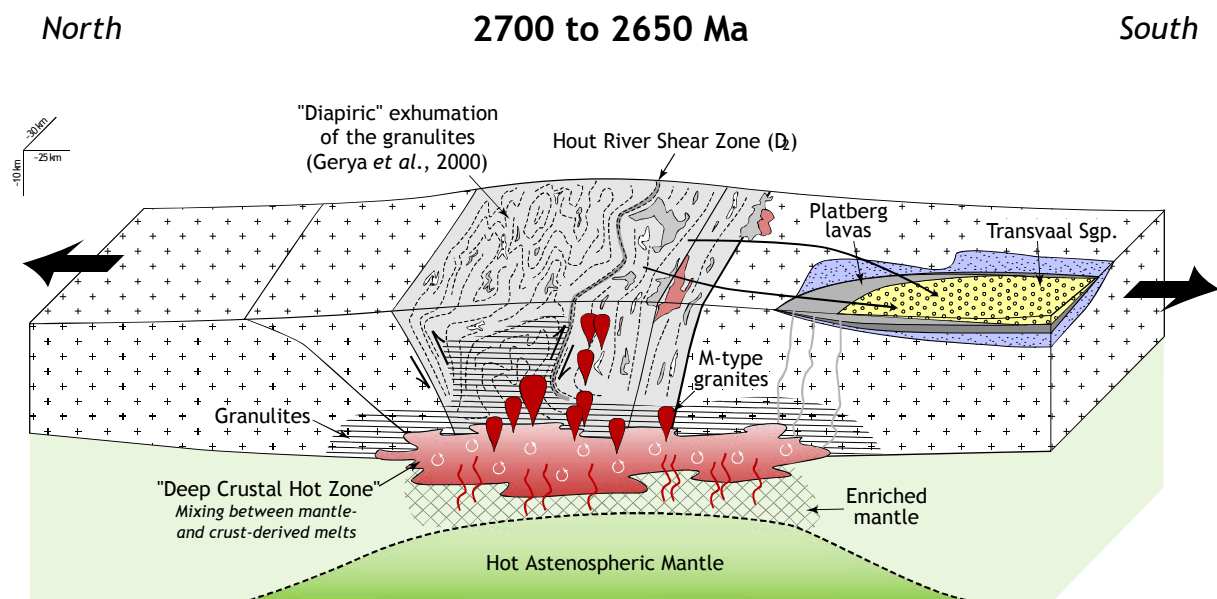


FIGURE 6.25 : Bloc-diagramme illustrant l'environnement géodynamique à la marge Nord du craton du Kaapvaal entre 2700 et 2650 Ma. Voir le texte pour plus de détails.

fin des épisodes de collision continentale, alimentés par les produits de l'érosion des reliefs associés. A noter que les laves interstratifiées avec les dépôts basaux du supergroupe du Transvaal ont fourni des âges de 2642 ± 2 Ma (Walraven & Martini, 1995) qui s'inscrivent parfaitement dans la succession d'évènements décrite ci-dessus.

6.4.6. Synthèse

Le modèle géodynamique présenté ci-avant permet de rendre compte non seulement de l'évolution spatio-temporelle du magmatisme à la marge Nord du craton du Kaapvaal, mais est également cohérent avec d'autres enregistrements géologiques (données structurales, géochronologiques, sédimentaires...). Globalement, il met en évidence deux phases bien distinctes du point de vue géodynamique :

- (1) Avant ~ 2800 Ma, les processus tectoniques sont dominés par des mécanismes typiquement « archéens » : déformation pénétrative à grande échelle, structures verticales dominantes, collision entre blocs de proto-croûte par « accréation » plutôt que par subduction, laquelle est très discrète dans le temps et dans l'espace. Le magmatisme associé est largement dominé par les séries de type TTG dont les caractéristiques isotopiques sont juvéniles. Il s'agit donc d'une période de croissance majeure de la croûte continentale ;

- (2) A partir de ~ 2800 Ma, et dans une période de temps relativement courte (~ 150 Ma) qui contraste avec la durée des processus « archéens » (plus de 500 Ma, puisque la structuration du bloc de Pietersburg a débuté vers 3300–3400 Ma), les processus géodynamiques évoluent significativement vers un enregistrement plus typique de la tectonique des plaques « moderne » et témoignent d'un cycle de subduction–collision. De grandes sutures linéaires se développent, révélant la focalisation de la déformation et des zones orogéniques ; le magmatisme s'organise le long de ces sutures, et l'évolution temporelle de ces magmas est compatible avec un contexte de subduction–collision ; le recyclage crustal, par fusion directe et introduction de matériel continental dans le manteau, devient prépondérant.

6.5. Comparaison avec un contexte géodynamique moderne : l'exemple du Massif Central Français (MCF)

Dans cette Section, le modèle géodynamique présenté dans la Section 6.4, et, en particulier, l'évolution géologique après 2800 Ma, sera comparée avec un contexte orogénique « moderne ». Celui-ci est représenté par la chaîne hercynienne du Massif Central Français, en raison de sa bonne caractérisation géologique et de son niveau d'érosion important, mettant à jour les racines de la chaîne. Le but de cette comparaison est de mettre en avant les points communs et les différences entre les deux régimes, et de proposer des explications quant à leur origine.

6.5.1. Synthèse de l'évolution du MCF

Le Massif Central Français (Figure 6.26) est une portion de croûte continentale structurée au cours du Paléozoïque, principalement pendant l'orogénèse hercynienne (Ordovicien–Permien) qui a accommodé la collision entre les supercontinents Laurentia et Gondwana. Le but de cette Section n'étant pas de décrire de manière exhaustive la géologie du Massif Central Français, nous nous limiterons à synthétiser la chronologie globale des événements géodynamiques qui ont conduit à sa structuration, ainsi que leurs manifestations principales. Cette succession d'événements géologiques est très caractéristique d'un cycle de Wilson et s'inscrit donc parfaitement dans le cadre de la tectonique des plaques moderne (*e.g.* Matte, 1986 ; Figure 6.27). D'après les synthèses publiées (Faure *et al.*, 2009 ; Melleton *et al.*, 2010), la chronologie de ces événements est la suivante :

- (1) Le (ou les) **bassin(s) océanique(s)** précédant la collision étai(en)t vraisemblablement d'âge Ordovicien (450–500 Ma), comme en témoignent les âges obtenus sur les reliques de roches métavolcaniques bimodales du « Complexe Leptyno-Amphibolique » (Paquette *et al.*, 1995 ; Berger *et al.*, 2010) qui en sont les représentants.

- (2) La **convergence** et la **subduction** (D_0) associées à la fermeture de ce ou ces bassin(s) ont eu lieu au Silurien, autour de 450–400 Ma (Figure 6.27). Cet épisode n'est enregistré aujourd'hui que par des reliques de roches de haute pression (jusqu'à 30 kbar) et basse température (boudins d'éclogites au sein de gneiss migmatitiques de plus bas degré métamorphique ; Lardeaux *et al.*, 2001 ; Berger *et al.*, 2010).

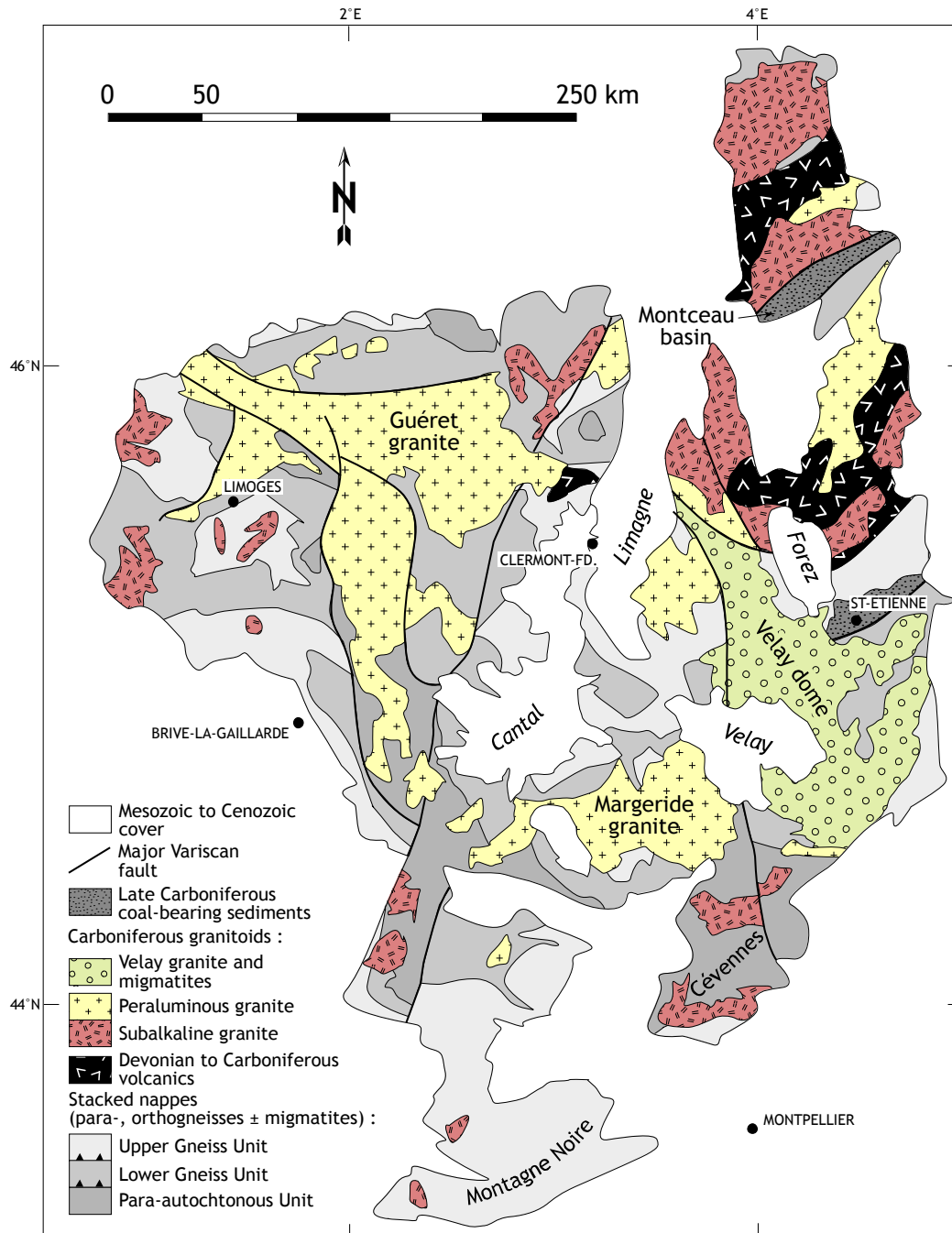


FIGURE 6.26 : Carte géologique simplifiée du Massif Central Français, d'après Faure et al. (2009) et la carte géologique de la France au 1:1000000^e publiée par le BRGM.

- (3) La **collision continentale** proprement dite est diachrone d'un endroit à l'autre, mais, d'une façon générale, elle est caractérisée par un empilement de nappes (Figure 6.27) qui a eu lieu entre le Dévonien et le Carbonifère inférieur (D_1 – D_2 ; 390–340 Ma).
- (4) Le Carbonifère moyen (340–320 Ma) est caractérisé par la **transition d'un régime de contraintes compressif à extensif** (D_3). La compression se poursuit en marge de

l'orogénèse (nappes des Cévennes ; Faure *et al.*, 2001), alors qu'en son cœur, se développent des bassins extensifs volcano-sédimentaires (Brévenne, Beaujolais, Roannais) (Figure 6.27).

- (5) L'**extension** se généralise à l'ensemble de l'orogénèse au Carbonifère moyen à supérieur (320–290 Ma). Elle est caractérisée d'abord par le développement de grandes failles normales (D_4) permettant l'exhumation de croûte moyenne, puis par un régime transtensif (D_5) qui engendre la formation de nombreux bassins houillers intra-continentaux (*e.g.* bassin de Saint-Étienne ; Malavieille *et al.*, 1990). Cette période est également marquée par la mise en place de volumes massifs de granitoïdes (comme le complexe du Velay ; *e.g.* Ledru *et al.*, 2001), qui représentent l'essentiel de la surface d'affleurement à l'heure actuelle.

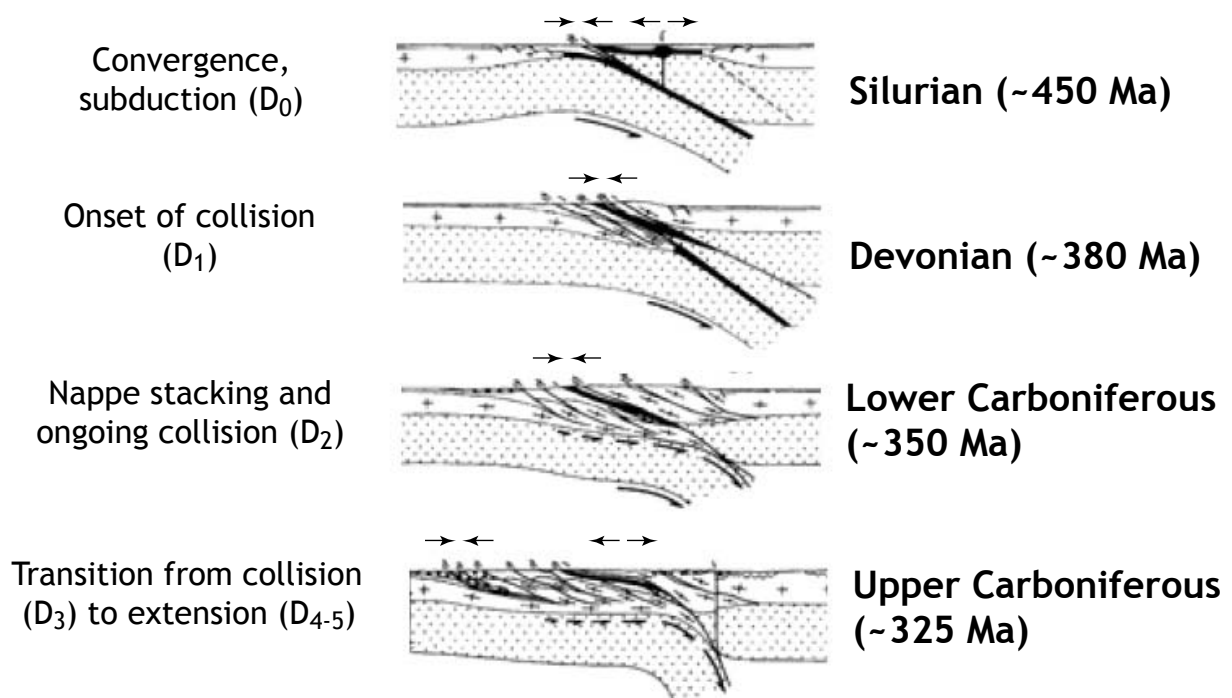


FIGURE 6.27 : Structuration de la partie Sud de la chaîne de collision hercynienne selon des processus typiques de la tectonique des plaques (Matte, 1986).

- (6) Le Permien (290–250 Ma) est caractérisé par la mise en place de granitoïdes typiquement post-orogéniques (peu représentés dans le Massif Central mais nombreux en Corse, par exemple ; *e.g.* Bonin *et al.*, 1998) et par la mise en place de **bassins sédimentaires** (Brive, Lodève, Largentière...) alimentés par la destruction des reliefs hercyniens.

Etant donné que l'évolution géodynamique tardi-archéenne du bloc de Pietersburg, en Afrique du Sud, a été en grande partie appréhendée en utilisant l'enregistrement magmatique,

nous présentons un peu plus dans le détail, et à des fins de comparaison, la nature des granitoïdes qui se mettent en place dans le Massif Central Français. La description de ces granitoïdes se base sur des données géochimiques provenant de diverses sources non publiées et compilées par Moyen *et al.* (2012). Sur la base de ces données (Figure 6.28), les granitoïdes du Massif Central Français peuvent être classés en trois grands groupes :

- (1) des granitoïdes peralumineux, qui sont pétrographiquement assez variés et géographiquement les plus représentés (Figure 6.26). Il s'agit en effet soit de granodiorites et de granites à biotite et cordiérite, soit de leucogranites à deux micas. Les deux groupes dériveraient de la fusion de sources métasédimentaires (granites de type S), soit par déstabilisation de la biotite (granites à cordiérite), soit en présence d'eau, à plus basse température (leucogranites à deux micas).

- (2) des monzogranites et des granodiorites sub-alkalins, moins abondants (Figure 6.26), qui sont pétrographiquement plus proche des granites de type I de Chappell & White (1973, 1992) (granitoïdes porphyroïdes à amphibole + biotite, riches en enclaves microgrenues sombres) mais dont la chimie n'est pas très différente des granites de type S (Figure 6.28). Comme eux, ils sont principalement peralumineux ($A/CNK = 0.95-1.20$). Leur origine est assez mal comprise.

- (3) des magmas moins différenciées ($SiO_2 = 45-65$ pds.%) présents sous forme de petites enclaves ou de corps magmatiques plurikilométriques associés aux granitoïdes décrits précédemment. Chimiquement, ce sont des magmas calco-alkalins, à la fois magnésiens ($Mg\# = 0.4-0.7$) et potassiques ($K_2O = 2-6$ pds.%) et notablement riches en éléments incompatibles (Figure 6.28). Leur composition est très variée, mais ils sont regroupés sous le terme local de « vagnérîtes ». Ces magmas proviendraient d'un manteau enrichi en éléments incompatibles lors des processus de subduction précédant la collision.

Chronologiquement, le magmatisme dans le Massif Central Français est caractérisé par deux épisodes d'anatexie discrète des ortho- et paragneiss, d'abord à la transition subduction-collision (380–400 Ma) puis à la fin de l'épisode de convergence-collision (vers 350 Ma). La majorité des plutons de granitoïdes se mettent ensuite en place au Carbonifère : il s'agit d'abord des granitoïdes sub-alkalins (entre 340 et 310 Ma), puis les granitoïdes peralumineux (315–290 Ma) dont le dôme du Velay. Les vagnérîtes sont assez mal datées, mais les âges obtenus sont globalement dans la même gamme que ceux des granitoïdes peralumineux.

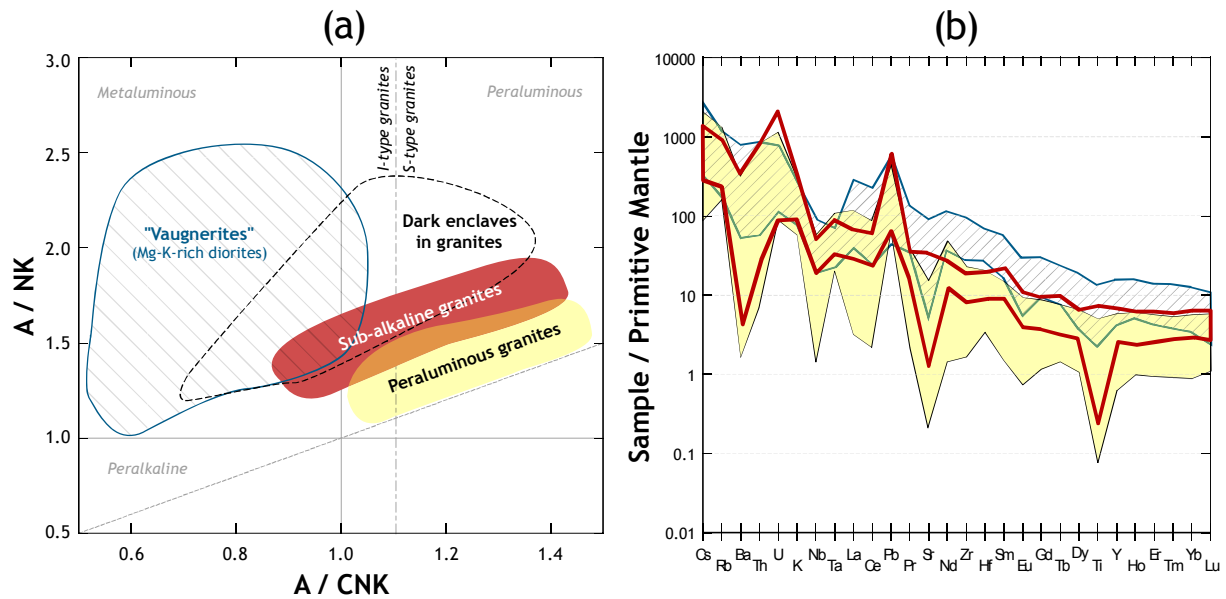


FIGURE 6.28 : Géochimie des granitoïdes du Massif Central Français, résumée dans le diagramme de Shand (1943) pour les éléments majeurs (a) et dans un spectre multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (McDonough & Sun, 1995) pour les éléments en trace (b).

6.5.2. Points communs

Il existe un certain nombre de points communs entre l'évolution géologique du Massif Central Français et le modèle géodynamique proposé dans la Section 6.4 pour le bloc tardi-archéen de Pietersburg. Tout d'abord, comme le montre la synthèse chronologique de la Figure 6.29, la séquence d'évènements est extrêmement similaire. En particulier :

- On observe la même succession entre les phases de subduction, de collision et d'effondrement post-orogénique, et leurs durées respectives sont extrêmement proches dans l'un et l'autre des deux contextes considérés ;
- Les principaux épisodes de magmatisme sont concentrés aux mêmes périodes : à la transition subduction–collision (anatexie dans le Massif Central ; granitoïdes de « type T » dans le bloc de Pietersburg) et pendant l'effondrement et l'exhumation (« bloom » granitique du Carbonifère dans le Massif Central ; granites de « type M » dans le bloc de Pietersburg) ;
- La succession des régimes tectoniques est similaire, débutant par un contexte compressif pendant convergence et collision (D_0 – D_2 dans le Massif Central ; D_1 dans le bloc de Pietersburg), évoluant vers une tectonique en extension (D_3 – D_4 dans le Massif Central ; D_2 dans le bloc de Pietersburg) et s'achevant par des systèmes de structures en décrochement (D_5 dans le Massif Central ; D_3 dans le bloc de Pietersburg) ;

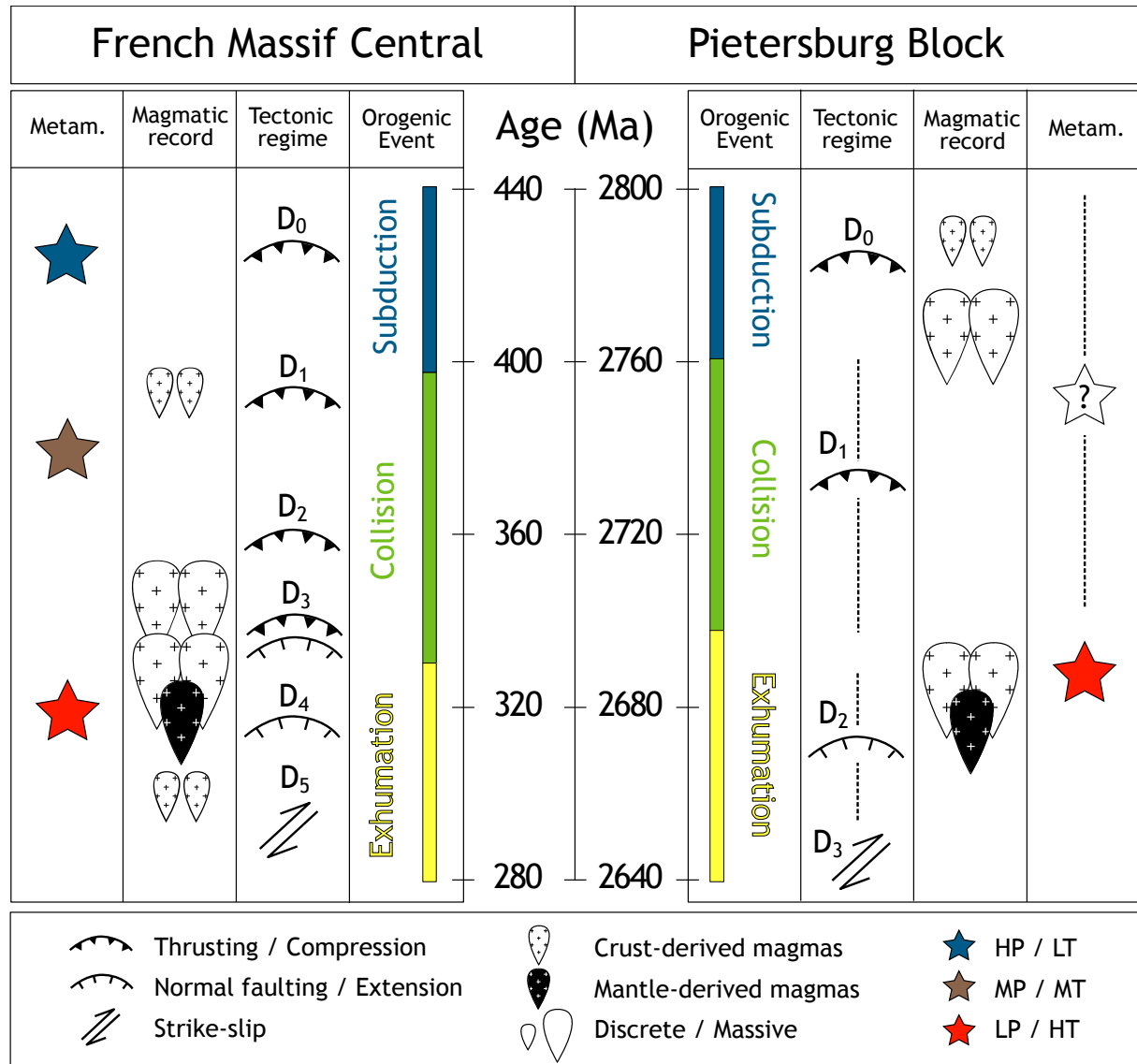


FIGURE 6.29 : Chronologie des évènements tectoniques, magmatiques et métamorphiques dans le Massif Central Français et le bloc tardi-archéen de Pietersburg. Noter que les deux échelles le temps sont identiques.

• Enfin, chacun des deux épisodes orogéniques se termine par une stabilisation de la croûte et une sédimentation intra-continentale (fluvio-deltaïque), dominée par les séquences détritiques provenant de la destruction des reliefs (bassin permien dans le cas du Massif Central ; base du supergroupe du Transvaal dans le cas du bloc de Pietersburg).

D'autre part, le second point commun majeur, qui est fondamental pour la compréhension de l'évolution des mécanismes de formation de la croûte continentale, repose sur l'enregistrement magmatique (Figure 6.30). En effet, pour synthétiser, les granitoïdes qui

caractérisent à la fois le Massif Central Français et le bloc de Pietersburg ont globalement deux origines distinctes :

- (1) le recyclage *in situ*, par différenciation intracrustale au sens strict du terme, des lithologies préexistantes constituant la croûte continentale locale. Il s'agit principalement de métasédiments dans le cas du Massif Central Français (genèse des granitoïdes peralumineux, et potentiellement subalcalins) et d'orthogneiss de type TTG dans le cas du bloc de Pietersburg (formation des granitoïdes de « type T ») avec contribution mineure de matériel supracrustal (pluton de Lekkersmaak). Les produits magmatiques correspondants présentent des concentrations faibles en $\text{FeO}_t + \text{MgO}$ attestant de cette origine crustale (Figure 6.30).

- (2) la fusion d'un composant mantellique hybride, préalablement enrichi en éléments incompatibles pendant les processus de subduction précédant la collision. Ces magmas sont représentés par les vauugnériles dans le Massif Central Français, et par les granitoïdes de « type M » au sein du bloc de Pietersburg, qui sont à la fois mafiques et très riches en éléments incompatibles (Figure 6.30). De plus, la production de magmas à partir d'un manteau enrichi est associée à un phénomène de « *slab break-off* » aussi bien dans le cas du Massif Central (Ledru *et al.*, 2001) que dans celui du bloc de Pietersburg (voir Section 5.2.7).

La succession chronologique des deux types de granitoïdes est, là encore, très cohérente entre les deux contextes. En effet, dans le Massif Central Français, les produits de fusion de la croûte pré-existante se forment, pour simplifier, tout au long de l'épisode de collision (indifféremment sous forme de migmatites ou de plutons bien individualisés), alors que les vauugnériles sont restreintes à l'effondrement post-collision. Il en va de même dans le bloc de Pietersburg, où la fusion de la croûte préexistante contribue à la genèse des magmas lors de la transition subduction–collision (vers 2780 Ma) et de l'exhumation (fusion de croûte amphibolitique et des TTG, ces deux composants étant impliqués dans l'origine des granitoïdes de « type M »). En revanche, les sanukitoïdes n'ont contribué qu'à la genèse des granitoïdes de « type M », au cours de l'exhumation.

Ainsi, les contextes orogéniques du Massif Central Français (paléozoïque) et du bloc de Pietersburg (tardi-archéen) sont clairement similaires en ce qui concerne la séquence d'événements géologiques qui les caractérisent, mais aussi quant à la nature et l'origine des granitoïdes qui s'y mettent en place. Il apparaît que dans les deux cas, l'enregistrement magmatique est largement dominé par des processus de recyclage de croûte continentale

préexistante, soit par anatexie directe, soit par introduction de matériel crustal dans le manteau. Une contribution juvénile très claire, quoique mineure en termes de volume, apparaît sous la forme des magmas provenant d'un manteau enrichi et contribue donc à l'extraction de croûte continentale à partir du manteau.

Il est important noter que cette comparaison du Massif Central Français avec le bloc de Pietersburg ne peut plus s'appliquer à ce dernier en ce qui concerne l'enregistrement géologique antérieur à 2800 Ma. Dans ce cas, les processus tectoniques sont caractérisés par une déformation prolongée en régime compressif (3000–2800 Ma) au cours de laquelle la phase de « collision » proprement dite (qui correspond à l'accrétion à la marge Nord du craton du Kaapvaal ; voir Section 6.4.2) et le magmatisme qui en résulte tiennent une place très ponctuelle (2970–2950 Ma). De plus, la géochimie et la pétrogenèse des granitoïdes du bloc de Pietersburg sont nettement moins variées avant 2800 Ma : il s'agit principalement de TTG et, en proportions mineures, de leurs produits de fusion. Après 2800 Ma dans le bloc de Pietersburg, ainsi que dans le Massif Central, les granitoïdes proviennent virtuellement de toutes les sources crustales possibles (ortho- et paragneiss, roches mafiques) et d'un manteau enrichi, ainsi que des interactions entre l'ensemble de ces composants.

Par conséquent, à la lumière de cette comparaison, le régime tectonique qui a caractérisé l'évolution tardi-archéenne du bloc de Pietersburg est clairement plus proche de contextes « modernes » que de contextes « archéens ».

6.5.3. Différences

Bien que dans les deux cas de figure considérés, la séquence d'événements tectoniques soit très semblable, à la fois dans leur succession et leur chronologie, certaines différences majeures subsistent. Il en va ainsi de l'enregistrement métamorphique. En effet, les reliques de haute pression caractéristiques de la subduction, que l'on retrouve sous forme de boudins d'éclogites dans le Massif Central Français (Lardeaux *et al.*, 2001), sont clairement absentes dans le bloc de Pietersburg. Cette absence, qui est caractéristique de la majorité des terrains précambriens, est naturellement problématique mais peut être expliquée par un biais de préservation ou des mécanismes d'exhumation inopérants (voir Brown, 2006 ; Cawood *et al.*, 2006 et Section 1.3.2). Par exemple, dans le cas des orogènes modernes, les roches de haute à ultra-haute pression sont principalement exhumées par des processus d'ordre tectonique (*e.g.*

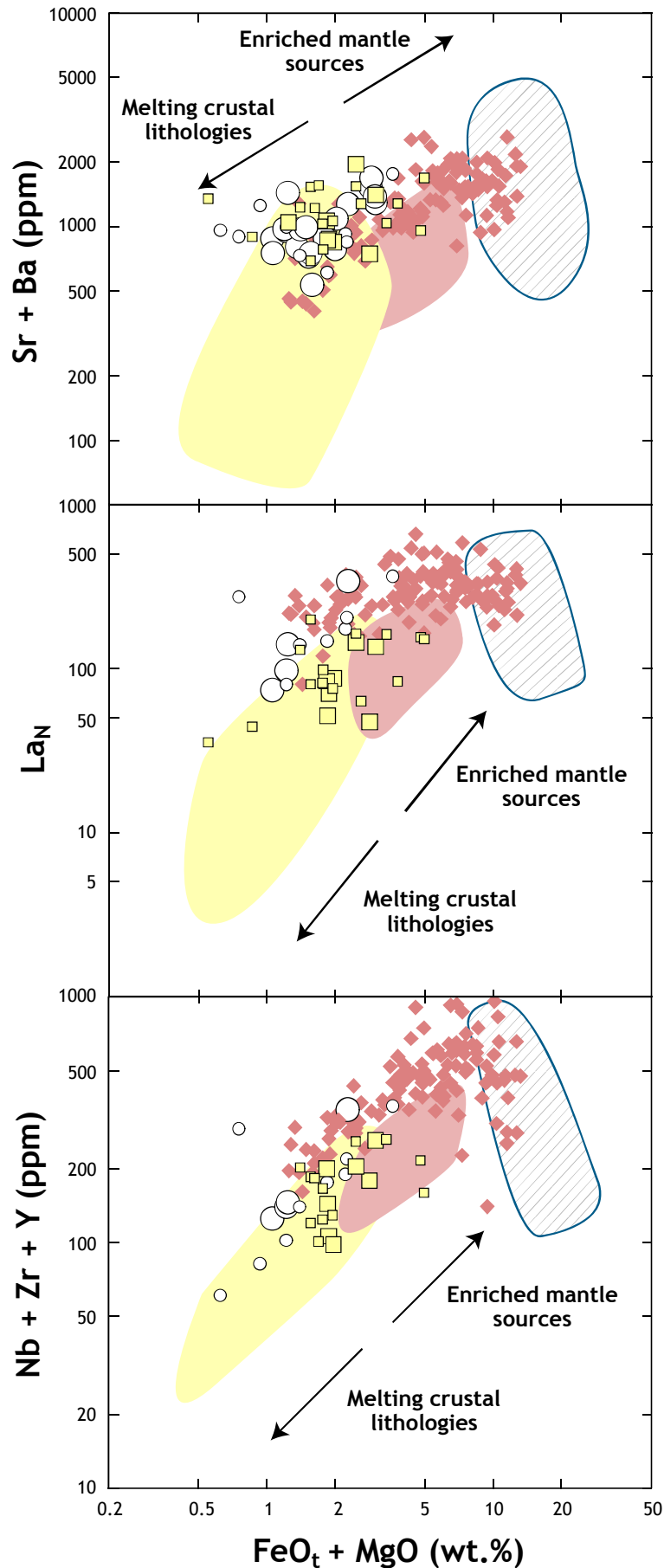


FIGURE 6.30 : Comparaison géochimique entre les granitoïdes du bloc de Pietersburg (symboles identiques à la Figure 6.7) et du Massif Central Français (champs identiques à la Figure 6.28). Noter que les TTG et granites de « type T » sont plus proches des granites peralumineux et subalcalins, alors que les granites de type « M » pointent vers le champ des vagnériles. De plus, d'une façon générale, les corrélations observées montrent que plus les roches sont mafiques, plus elles sont riches en éléments incompatibles (Sr, Ba, REE, HFSE). Ces observations témoignent de l'interaction entre deux sources principales : les lithologies crustales préexistantes et un manteau enrichi en éléments incompatibles.

Chardon *et al.*, 2009), telle que la remontée rapide d'écailles de croûte subduite lors de l'épisode de collision. Il est vraisemblable que ces processus n'aient pas pu opérer à l'Archéen, où la croûte plus chaude accommodait plus aisément la déformation, empêchant ainsi les transferts verticaux rapides et de grande ampleur qui caractérisent aujourd'hui ces phénomènes d'exhumation.

D'autre part, un métamorphisme granulitique caractérise bien les roches du Massif Central Français, et ses conditions P – T sont d'ailleurs assez proches de celles des granulites de la Zone Marginale Sud (8–10 kbar, 750–800°C ; Faure *et al.*, 2008). Cependant, l'âge de ce métamorphisme, relativement au déroulement de l'orogénèse, semble différent dans les deux cas. Dans le Massif Central, son âge est mal connu, mais serait synchrone de l'anatexie caractérisant la transition subduction–collision (Duthou *et al.*, 1994) alors qu'il est daté à la fin de la collision dans le cas de la Zone Marginale Sud (Kreissig *et al.*, 2001). Si l'on considère que cette incohérence ne résulte pas de problèmes géochronologiques (ce qui n'est pas à exclure), elle reste inexpiquée dans l'immédiat. Toutefois, il est également possible qu'un épisode granulitique ait eu lieu au cours de l'exhumation dans la chaîne hercynienne, mais qu'il ne soit pas représenté dans le Massif Central. Cette hypothèse est étayée par le fait que des granulites syn-exhumation, d'âge tardi-hercynien, ont été identifiées dans la Zone Axiale des Pyrénées françaises (Pin & Vielzeuf, 1983). Ainsi, cet argument est quelque peu ambigu du fait du manque de données.

En ce qui concerne l'enregistrement magmatique, nous avons vu que la pétrogenèse des granitoïdes ainsi que leur place dans l'évolution géodynamique était similaire dans les deux cas. Néanmoins, une différence majeure apparaît en ce qui concerne les proportions relatives des différents événements magmatiques les uns par rapport aux autres. Dans le Massif Central, le « bloom » granitique syn-exhumation est de loin le plus représenté, alors que l'anatexie crustale survenue pendant la convergence et la collision n'apparaît que discrètement sous forme de migmatites. Par contre, les deux événements présentent une importance comparable dans le cas du bloc de Pietersburg. En effet, les granites de « type T » mis en place à la transition subduction–collision forment souvent des batholites de grande taille (Turfloop, Lekkersmaak, Gaborone), au moins aussi volumineux que les plutons de granitoïdes de « type M » et leur équivalents extrusifs (laves du Groupe de Platberg). Cette différence peut s'expliquer dans le contexte d'une terre archéenne plus « chaude ». En effet,

les conditions métamorphiques atteintes à la base de la croûte à la transition subduction–collision étaient sans doute de beaucoup plus haute température dans le cas du bloc de Pietersburg (800–1000°C, en considérant une épaisseur de ~30 km et un gradient de 25 à 35°C·km⁻¹) que dans le cas du Massif Central Français (où elles n’ont pas dépassé 800°C, d’après la compilation de Faure *et al.*, 2008). Ainsi, les taux de fusion de la croûte étaient nécessairement très différents entre les deux cas, et spécifiquement plus élevés dans le cas du craton du Kaapvaal où de larges volumes de granitoïdes ont ainsi pu être produits. Qui plus est, dans ce dernier cas, la fusion potentielle de la plaque plongeante au cours de la subduction (représentée à l’affleurement par la présence de trondhjémites à 2780 Ma) a également pu produire des magmas dont l’intrusion a engendré un surplus d’énergie thermique, susceptible d’engendrer des taux de fusion plus élevés.

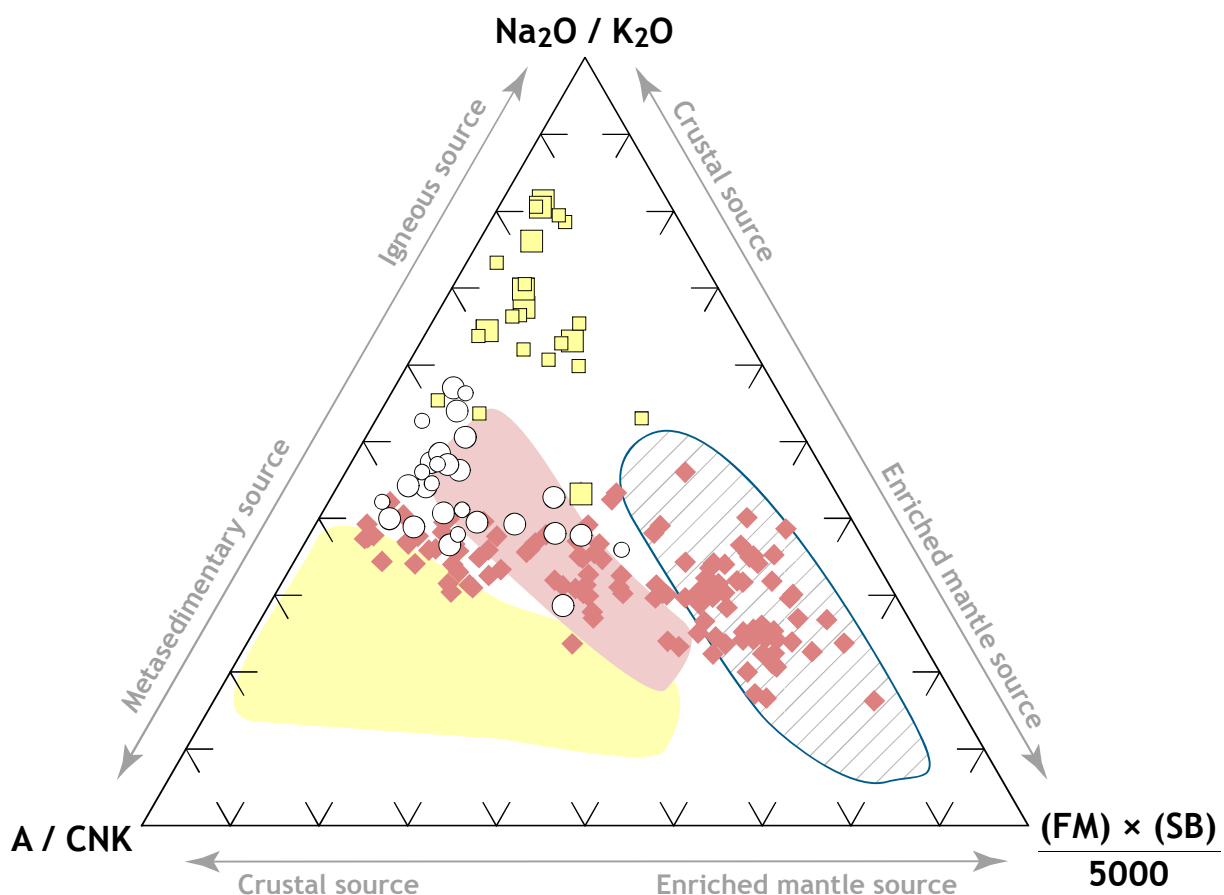


FIGURE 6.31 : Diagramme ternaire ($\text{FM} = \text{FeO}_t + \text{MgO}$ [en pds.%] et $\text{SB} = \text{Sr} + \text{Ba}$ [en ppm]) montrant que les différences géochimiques observées entre les granitoïdes du Massif Central et du bloc de Pietersburg peuvent s’expliquer par différents composants crustaux impliqués dans leur genèse. Par contre, tous convergent vers le pôle du manteau enrichi. Les symboles et champs sont identiques à la Figure 6.30.

Enfin, les lithologies crustales impliquées dans la genèse des magmas sont quelque peu différentes entre le bloc de Pietersburg et le Massif Central Français. En effet, dans ce dernier cas, les granitoïdes dérivent essentiellement de la fusion de métasédiments, alors que les sources des granitoïdes du craton du Kaapvaal sont surtout des roches ignées (TTG, amphibolites), avec une contribution mineure de matériel sédimentaire. Ces distinctions sont clairement liées à la différence globale de constitution de la croûte continentale entre la fin de l'Archéen et le Paléozoïque (Figure 6.31). En effet, dans le cas du craton du Kaapvaal et de la croûte archéenne en général, les orthogneiss de composition TTG et les roches mafiques (amphibolites) dominent largement, alors que les roches supracrustales sont subordonnées. Par contre, la croûte continentale « récente », plus mature, est dominée par des roches métasédimentaires, tout particulièrement dans sa partie supérieure. Ces lithologies sont largement impliquées dans les processus d'empilement de nappes qui caractérisent les processus de collision continentale, et constituent donc la source prépondérante à l'origine des granitoïdes crustaux. La croûte moderne contient, certes, d'importants volumes de granitoïdes : par exemple, des orthogneiss d'âge cambrien à ordovicien affleurent partout dans le Massif Central Français. Cependant, ceux-ci n'ont visiblement peu ou pas contribué à la genèse des granitoïdes hercyniens. Ceci s'explique, là encore, par les conditions thermiques différentes entre les contextes archéens et modernes, dans la mesure où le solidus des orthogneiss est en moyenne 100°C au-delà de celui des métasédiments (*e.g.* Johannes & Holtz, 1996). Ainsi, ils seront largement impliqués à l'Archéen, mais très peu, voire pas du tout, dans les conditions plus froides du Paléozoïque.

6.5.4. Bilan

Au regard de la comparaison menée ci-avant, l'évolution tardi-archéenne (<2800 Ma) du bloc de Pietersburg est très compatible avec celles de cycles de subduction–collision modernes. En particulier, la chronologie (relative et absolue) des événements tectoniques et l'enregistrement magmatique sont particulièrement ressemblants. Les différences observées résident essentiellement dans les conditions thermiques dissemblables entre l'Archéen et le Paléozoïque, et dans la nature lithologique globale de la croûte continentale impliquée dans les processus orogéniques.

D'un point de vue global, cette comparaison met en lumière que l'évolution tardi-archéenne du magmatisme granitique, à la marge nord du craton du Kaapvaal, semble liée à l'initiation de cycle de subduction–collision et donc, à des processus géodynamiques gouvernées par la tectonique des plaques telle qu'on la connaît à l'heure actuelle. De plus, la transition entre un magmatisme juvénile dominé par les TTG vers des granitoïdes issus à la fois d'anatexie de croûte préexistante et d'un manteau enrichi indique que cette évolution est aussi liée à l'avènement des processus de recyclage crustaux. Ceux-ci, comme l'ont déjà suggéré Kemp & Hawkesworth (2003), sont associés à de la différenciation intracrustale, mais aussi, et en proportions non négligeables, à la contribution de matériel continental recyclé dans le manteau dans la genèse des granitoïdes crustaux. Ces processus prévalent encore aujourd'hui, puisque cette même dualité des processus de recyclage est enregistrée au travers de la pétrogenèse des granitoïdes hercyniens du Massif Central Français, et dans de nombreux autres contextes orogéniques à travers le monde.

Chapitre 7

Magmatisme et changements géodynamiques à la fin de l'Archéen

L'étude du magmatisme à la marge Nord du craton du Kaapvaal a permis de construire un modèle géodynamique pour l'évolution de ce segment de croûte continentale à la fin de l'Archéen. Dans ce chapitre, je tenterai cette fois de comprendre les changements géodynamiques qui ont opéré, à cette époque charnière, à l'échelle globale. Pour cela, nous nous appuierons non seulement sur les résultats présentés dans cette thèse, mais aussi sur des données de la littérature concernant l'évolution tardi-archéenne.

Avant tout, ce chapitre a valeur de synthèse et de bilan de l'ensemble des résultats présentés dans ce mémoire. A ce titre, la Section 7.1 offre un résumé de la typologie des granitoïdes tardi-archéens, révisée au cours de ce travail, et propose de les replacer dans un cadre global afin de comprendre la nature des changements géodynamiques dont ils ont été les témoins. Ceci me conduira à proposer que, dans tous les cratons à travers le globe, ce magmatisme reflète l'initiation de cycles de subduction-collision, proches de régimes tectoniques « modernes », à partir de ~3000 Ma. Je discuterai des conséquences de ce modèle sur l'évolution tardi-archéenne de la croûte continentale (Section 7.2) puis je tenterai de comprendre pourquoi ces changements se manifestent à cette époque (Section 7.3). L'ensemble de ces données permettra de proposer une vision d'ensemble de l'évolution séculaire des mécanismes pétrogénétiques à l'origine de la croûte continentale (Section 7.4).

7.1. Nature des changements géodynamiques à la fin de l'Archéen

7.1.1. Le magmatisme tardi-archéen : une synthèse

Sur la base des résultats publiés dans la littérature (voir Chapitre 2) et obtenus dans le cadre de cette étude (voir Chapitres 4 à 6), il est possible de dresser une typologie synthétique des granitoïdes qui caractérisent le magmatisme tardi-Archéen. Ceux-ci peuvent se répartir dans trois grands groupes (Figure 7.1) :

• (1) le **groupe des sanukitoïdes** *s.s.* sont réunis par une origine commune : l'interaction entre une péridotite mantellique et un composant riche en éléments incompatibles (Figure 7.1). Ce groupe peut lui-même être subdivisé en plusieurs sous-ensembles :

→ Les *low-Ti sanukitoids* (sanukitoïdes pauvre en Ti) sont des magmas provenant de l'hybridation, en un seul stade, entre un liquide silicaté (issu de la fusion de metabasaltes – TTG – ou de métasédiments) et une péridotite.

→ Les *high-Ti sanukitoids* (sanukitoïdes riches en Ti) sont, quant à eux, des produits de fusion d'un manteau métasomatisé. Dans ce cas, l'hybridation a donc lieu en deux stades : un agent métasomatique (liquide silicaté issu de la fusion de metabasaltes – TTG – ou de métasédiments ; fluide aqueux provenant de la déshydratation de ces mêmes composants ; éventuellement, liquide carbonatitique) est consommé par les réactions métasomatiques, donnant lieu à un assemblage hybride de péridotite ou de pyroxénite à minéraux hydratés (amphibole, phlogopite). La décomposition incongruente de l'amphibole contrôle la réaction de fusion lors du second stade.

→ La *suite sanukitoïde* représente l'ensemble des magmas qui dérivent de la différenciation des *low-* et *high-Ti sanukitoids* au niveau de la croûte (Figure 7.1). Cette différenciation n'est, en général, pas accompagnée par une contribution importante de matériel continental, de sorte que l'ensemble de la suite peut être considérée comme principalement juvénile.

Il est fondamental de remarquer que le mécanisme pétrogénétique à l'origine des sanukitoïdes (interactions entre péridotite et composant riche en éléments incompatibles) les rattachent très clairement à une large diversité de magmas post-archéens dérivant du même processus, typiquement les laves d'arc. Toutefois, ils s'en distinguent par le fait que l'agent métasomatique est, le plus souvent, un liquide felsique (TTG ou magma dérivant de sédiments détritiques) alors que, dans le cas des laves d'arc, il s'agit en majorité de fluides aqueux (e.g. Wyllie & Sekine, 1982 ; Tatsumi, 1989 ; McCulloch & Gamble, 1991 ; Schmidt & Poli, 1998). Certains magmas d'arc modernes dérivent certainement d'un manteau enrichi par des liquides issus de la fusion de croûte subduite (par exemple, les *High-Mg Andesites*, les *adakites* pauvres en silice, les « *bajaites* », les *Nb-Enriched Basalts*, etc. ; e.g. Kelemen, 1995 ; Sajona *et al.*, 1996 ; Calmus *et al.*, 2003 ; Martin *et al.*, 2005 ; Tatsumi, 2008). Bien qu'assez proches des sanukitoïdes en termes de composition, ces laves ne doivent pas être

classées comme telles : en effet, il apparaît plus judicieux d'employer le terme de « sanukitoïde » pour désigner de tels magmas uniquement dans le contexte tardi-archéen, où ils sont largement prédominants.

- (2) le groupe des **granites d'origine crustale** regroupe tous les magmas provenant de la fusion de lithologies crustales préexistantes (Figure 7.1). En raison de la diversité potentielle de ces dernières, il s'agit d'une gamme de roches variée. Les plus représentées sont des granites à biotite issus de la fusion de TTG, ce qui est logique étant donné que ces derniers représentent plus de 50% du volume de la croûte continentale archéenne. Les deux autres types sont des granites peralumineux à deux micas (fusion de sédiments) et des granites peralcalins (fusion de croûte mafique dans des conditions particulières, par ailleurs assez mal contraintes).

- (3) le groupe des **sanukitoïdes « marginaux »** constitue le large spectre de granitoïdes issus des interactions, au niveau de la croûte, entre les deux autres types décrits ci-avant. Ils impliquent donc la coexistence entre des sanukitoïdes et des liquides provenant de la fusion de croûte préexistante (Figure 7.1).

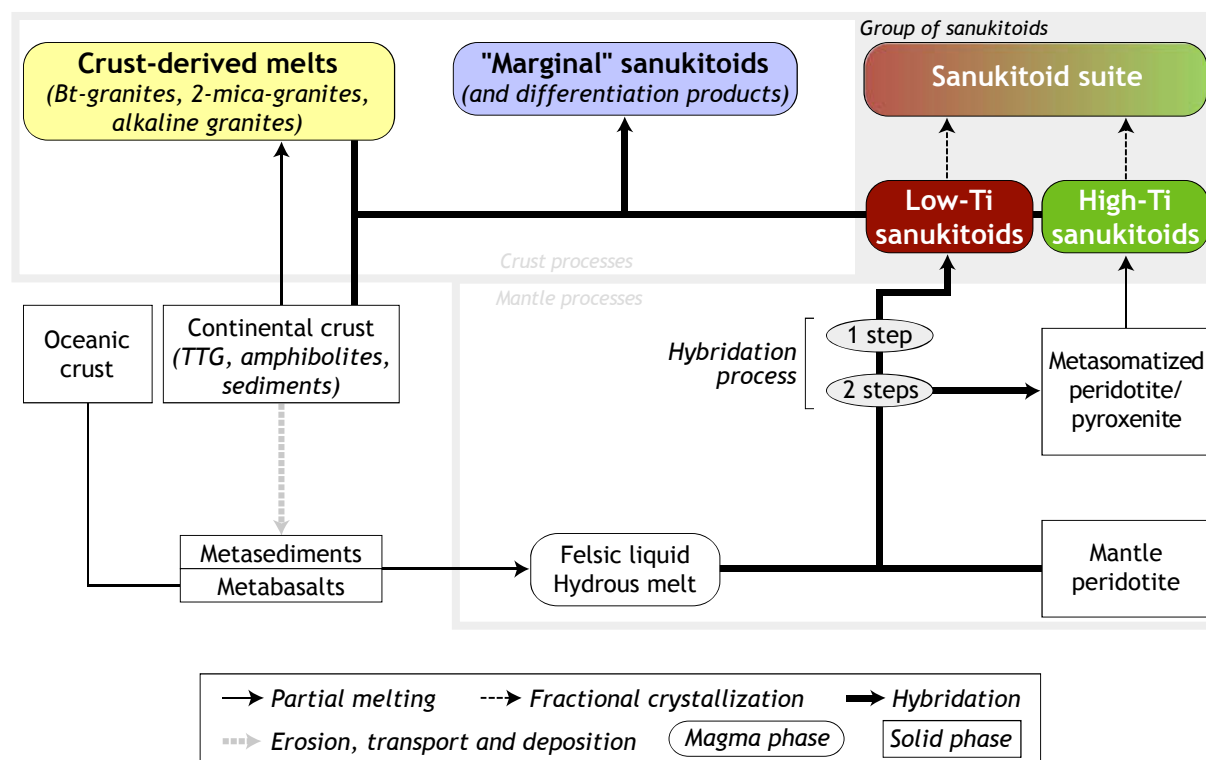


FIGURE 7.1 : Schéma synthétique illustrant les mécanismes pétrogénétiques à l'origine des trois grands types de granitoïdes tardi-archéens définis dans le cadre de ce travail.

Les sections suivantes replaceront cette typologie dans le cadre global de l'évolution géodynamique à la transition Archéen-Protérozoïque, afin de comprendre quelles en sont les causes.

7.1.2. Une évolution diachrone mais systématique

Une étude détaillée de l'enregistrement tardi-Archéen dans la majorité des cratons à travers le monde révèle que celui-ci reproduit un schéma très caractéristique, mais dont l'âge est différent d'un craton à l'autre. Cette étude s'inspire en partie d'une synthèse déjà réalisée par Heilimo *et al.* (2011) ; elle est résumée ci-dessous, et les exemples les plus représentatifs sont illustrés dans la Figure 7.2.

- Au sein de la Province du Supérieur, au Canada, l'activité géologique tardi-archéenne est d'abord caractérisée par la production de TTG entre 2950 et 2700 Ma, après quoi se met en place, dans un laps de temps très restreint (2700–2650 Ma), un ensemble de roches plutoniques potassiques, mafiques à felsiques (*e.g.* Shirey & Hanson, 1984 ; Stevenson *et al.*, 1999 ; Whalen *et al.*, 2004 ; Percival *et al.*, 2006). Il s'agit d'abord de *low-Ti sanukitoids* vers 2700 Ma (Shirey & Hanson, 1984 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern & Hanson, 1991 ; Sutcliffe *et al.*, 1990), puis de *high-Ti sanukitoids* et de sanukitoïdes « marginaux » entre 2690 et 2650 Ma (Sutcliffe *et al.*, 1990 ; Sage *et al.*, 1996 ; Feng & Kerrich, 1992 ; Whalen *et al.*, 2004). Il faut noter que des leucogranites issus de la fusion de TTG et de sédiments sont intrusifs, de manière plus ou moins continue, entre 2700 et 2600 Ma (Day & Weiblen, 1986 ; Card, 1990 ; Sage *et al.*, 1996 ; Percival *et al.*, 2006).

- Dans le craton Karélien, les TTG sont intrusifs au cours d'une période de près de 200 Ma (2950–2750 Ma), en plusieurs épisodes magmatiques discrets (Käpyaho *et al.*, 2006 ; Mikkola *et al.*, 2011b). Les sanukitoïdes (*low-* et *high-Ti*) représentent un événement majeur daté entre 2740 et 2710 Ma (Bibikova *et al.*, 2005 ; Käpyaho *et al.*, 2006 ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2005, 2008 ; Heilimo *et al.*, 2010). Les plus tardifs sont systématiquement associés à des sanukitoïdes « marginaux », ainsi que des leucogranites et granodiorites issus de la fusion de matériel crustal, mis en place entre 2710 et 2680 Ma (Käpyaho *et al.*, 2006 ; Mikkola *et al.*, 2011b).

- En Inde du Sud, des TTG sont engendrés continuellement entre 3000 et 2600 Ma (Jayananda *et al.*, 1999 ; Moyen *et al.*, 2003). Un dernier épisode de magmatisme TTG est

contemporain de l'intrusion des *low-Ti sanukitoids* vers 2550 Ma (gneiss de Dod ; Jayananda *et al.*, 2000). Des magmas issus de l'anatexie de la croûte locale (granites à biotite) ainsi que les *high-Ti sanukitoids* (granite de Closepet) se mettent ensuite en place dans un bref intervalle de temps entre 2540 et 2520 Ma (Jayananda *et al.*, 1995 ; Moyen *et al.*, 2003).

- Au sein du craton de Pilbara, les *low-Ti sanukitoids* de la suite de Peewah, dans le bassin de Mallina, ont un âge de 2950 Ma. Ils sont immédiatement suivis par l'intrusion de granitoïdes beaucoup plus felsiques, dérivant de la fusion de TTG (entre 2940 et 2930 Ma), ainsi que, simultanément, du complexe alcalin de Portree (Smithies & Champion, 2000). Ce magmatisme suit l'intrusion des TTG qui représentent, là encore, plusieurs épisodes successifs entre 3250 et 2990 Ma.

- Les TTG du craton de Chine du Nord possèdent des âges s'étalant entre 2700 et 2580 Ma, alors que les sanukitoïdes (*low-Ti*) sont intrusifs dans une gamme temporelle très restreinte entre 2555 et 2520 Ma (Yang *et al.*, 2008 ; Wang *et al.*, 2009). Des granites potassiques tardifs, n'ayant pas fait l'objet d'une étude pétrogénétique mais dérivant très vraisemblablement de la fusion des TTG, présentent un âge de 2440 Ma (Yang *et al.*, 2008).

- Le craton Amazonien est aussi très bien étudié, et la même succession d'évènements caractéristiques s'y observe à la fin de l'Archéen. D'après la synthèse géochronologique publiée dans Almeida *et al.* (2010), les TTG forment plusieurs intrusions dont les âges s'étalent entre 3050 et 2860 Ma. Par contre, en l'espace de seulement 20 Ma (2880–2860 Ma), se mettent d'abord en place des *low-Ti sanukitoids* (suite de Rio Maria), puis des sanukitoïdes « marginaux » (suite de Guarantã) et enfin, des granites potassiques typiques du recyclage de croûte préexistante (granites de Mata Surrão et Xinguara).

- Dans le craton du Zimbabwe, les granitoïdes présents dans la région de Francistown présentent la même association lithologique, où se côtoient TTG, sanukitoïdes et granites potassiques. Ils y sont assez mal datés, et les seules données disponibles suggèrent que les TTG et les sanukitoïdes sont contemporains (âges U–Pb compris entre 2635 et 2775 Ma ; Zeh *et al.*, 2009). Aucun âge n'est disponible, en revanche, pour les granites potassiques.

- Les granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Chapitre 6) montrent quant à eux que la mise en place de TTG, au cours de plusieurs épisodes discrets entre ~3300 et ~2800 Ma, est suivie par la genèse de magmas issus de la fusion de croûte pré-existante vers

~2780 Ma. Cet épisode est accompagné d'un épisode d'enrichissement du manteau, qui permettra ensuite la formation de sanukitoïdes « marginaux » entre 2700 et 2670 Ma.

- Dans d'autres provinces, la chronologie des épisodes plutoniques est plus floue ou moins bien caractérisée, mais le même schéma semble tout de même se reproduire : dans tous les domaines du Groenland (dont la structuration respective a eu lieu à des âges très différents), des magmas issus de la fusion crustale et d'un manteau enrichi sont produits entre ~3000 et ~2500 Ma après des périodes plus ou moins longues d'intrusion de TTG (Steenfelt *et al.*, 2005). Dans le craton de Yilgarn, les sanukitoïdes « vrais » et « marginaux », ainsi que les granites d'anatexie, sont âgés de 2650 à 2750 Ma, alors que les TTG se mettent en place en continu entre 3000 et 2750 Ma (Cassidy *et al.*, 1991 ; Champion & Sheraton, 1997). Enfin, les derniers épisodes de la structuration du craton d'Antongil, à Madagascar, sont caractérisés par un événement plutonique représenté par des granodiorites d'affinité sanukitoïde datées entre 2600 et 2540 Ma, et suivies par des monzogranites d'anatexie entre 2550 et 2510 Ma (Schofield *et al.*, 2010).

Cette étude révèle que dans tous les cratons archéens du monde, l'évolution de l'enregistrement magmatique opère selon une séquence identique. Celle-ci peut être schématiquement séparée en deux phases (Figure 7.2) :

→ La première phase est caractérisée par une longue période (200–500 Ma, mais en général comprise entre 200 et 300 Ma) au cours de laquelle sont produits, assez uniformément, des magmas appartenant à la série TTG. Ceux-ci peuvent présenter une certaine variabilité géochimique, mais elle n'est liée qu'à des conditions de fusion différentes (par exemple dans le craton de Pilbara ; Smithies & Champion, 2000) plutôt qu'à des sources ou des mécanismes pétrogénétiques contrastés.

→ La seconde phase est beaucoup plus brève (20–120 Ma) ; elle est aussi marquée par une diversification considérable des sources et des mécanismes pétrogénétiques mis en jeu. Cette phase s'exprime par la mise en place de l'ensemble du spectre des magmas tardi-archéens, incluant les sanukitoïdes « vrais », « marginaux » et les granites de fusion crustale. On notera que dans certains cratons (province du Supérieur, boucliers Baltique et Amazonien, craton de Dharwar), cette phase est elle-même structurée selon une chronologie particulière : les *low-Ti sanukitoids* se mettent toujours en place en premier, suivis des *high-Ti sanukitoids* et/ou sanukitoïdes « marginaux » ainsi que des granites d'anatexie crustale.

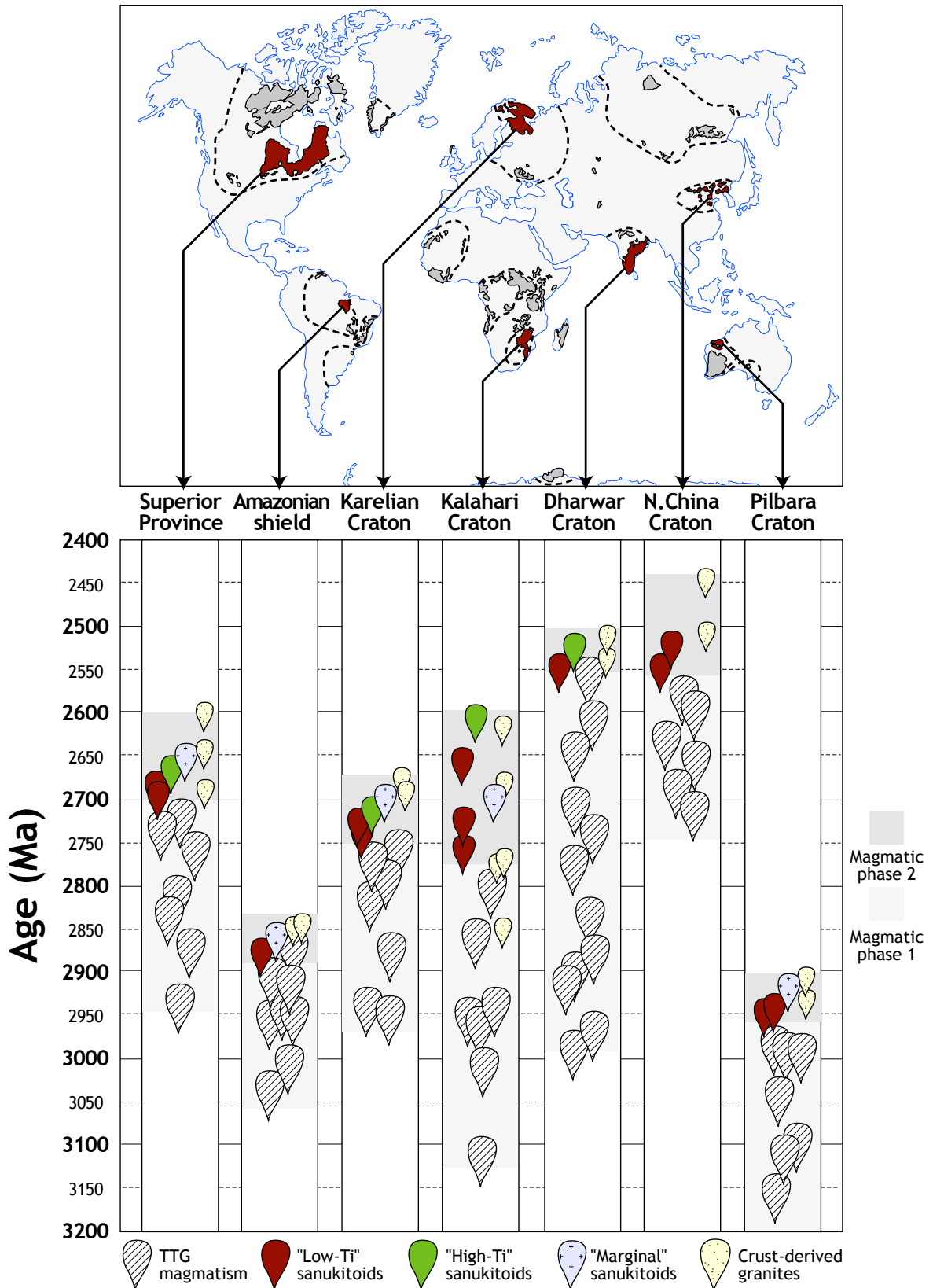


FIGURE 7.2 : Evolution de l'enregistrement magmatique tardi-archéen dans plusieurs cratons à travers le monde. Les champs en grisé représentés sur la frise chronologique représentent les deux phases magmatiques successives, TTG d'abord, puis une variété de granitoïdes tardi-archéens ensuite, qui marquent l'évolution géologique de tous les cratons à la fin de l'Archéen.

Cette évolution se déroule dans la même période de temps au niveau planétaire (3000–2500 Ma), ce qui indique que l'évolution géodynamique qu'elle reflète est d'ampleur globale. Par contre, le fait qu'elle ait lieu de manière diachrone d'un craton à l'autre confirme que la transition Archéen-Protérozoïque a aussi un caractère local (Windley, 1984). Qui plus est, même si les mécanismes pétrogénétiques à l'origine des différents types de granitoïdes ne changent pas, leur chronologie relative peut différer d'un craton à l'autre. Les modalités de la transition Archéen-Protérozoïque (son âge, en premier lieu, mais aussi la nature et la succession des granitoïdes mis en place) semblent donc totalement contrôlées par les paramètres de l'évolution géologique propre à chaque craton. Par conséquent, son origine est à rechercher dans des changements géodynamiques affectant la croûte continentale de manière locale, mais en réponse à une évolution globale.

7.1.3. *L'initiation de cycles de subduction-collision « modernes »*

A bien des égards, l'évolution du magmatisme dans chaque craton à la fin de l'Archéen, résumée dans la Section 7.1.2, est compatible avec l'initiation, à cette époque, de cycles de subduction-collision (*e.g.* Smithies & Champion, 2000 ; Moyen *et al.*, 2001 ; Whalen *et al.*, 2004 ; Käpyaho *et al.*, 2006 ; Percival *et al.*, 2006 ; Halla *et al.*, 2009). Les arguments à l'appui de cette interprétation sont listés ci-dessous.

- (1) L'existence des sanukitoïdes « vrais » et « marginaux » nécessitent l'interaction entre une péridotite mantellique et un composant riche en éléments incompatibles (voir Chapitres 2 et 4). Ce processus nécessite un mécanisme géodynamique qui soit suffisamment efficace pour introduire dans le manteau une quantité importante de matériel plus ou moins différencié (métasédiments et metabasaltes). Les deux « candidats » les plus plausibles pour représenter ce mécanisme sont la subduction et la délamination de croûte inférieure. Cependant, la première est beaucoup plus probable que la seconde, pour deux raisons :

- le processus de délamination repose sur l'existence d'instabilités gravitaires : très intuitivement, le matériel crustal doit nécessairement être plus dense que le manteau sous-jacent pour s'y enfoncer (*e.g.* Ducea and Saleeby, 1998; Jull and Kelemen, 2001). Ceci n'est possible que si ce matériel est de nature restitique ou cumulative, comme dans le modèle de délamination catalytique proposé par Bédard (2006). Or, de tels matériaux réfractaires et anhydres pourront difficilement générer des volumes significatifs de magmas

hydratés et felsiques à l'origine de l'enrichissement du manteau nécessaire à la genèse des sanukitoïdes.

→ d'autre part, la nature de certains sanukitoïdes tardi-Archéens implique la participation d'un composant sédimentaire (Halla, 2005 ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008 ; voir Chapitre 4). La nature supracrustale de ce dernier rend assez improbable tout recyclage dans le manteau par délamination, tant sur le plan géométrique que gravitaire.

- (2) Dans certains cratons (province du Supérieur, bouclier Baltique, craton du Kaapvaal), les sanukitoïdes (« vrais » ou « marginaux ») affleurent sur de vastes surfaces, supérieures à 10^5 km^2 (voir l'exemple du bouclier Baltique dans la Figure 7.3). Leur genèse nécessite donc que d'importants volumes de manteau aient interagi avec des composants enrichis. De plus, ils forment parfois des alignements de plusieurs centaines de kilomètres, ce qui est compatible avec des processus de type subduction (Figure 7.3).

- (3) Les sanukitoïdes « vrais » affichent, la plupart du temps, des signatures isotopiques de Nd assez radiogéniques ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -1 à $+4$; Figure 7.4), ce qui implique que l'épisode d'hybridation du manteau, par un composant présentant un rapport Sm/Nd faible, ait eu lieu très peu de temps avant leur mise en place (en général moins de 100 Ma ; Shirey & Hanson, 1984 ; Halla, 2005 ; Kovalenko *et al.*, 2005 ; Käpyaho *et al.*, 2006 ; voir Chapitre 4). De plus, dans le cas des sanukitoïdes « marginaux », nous avons vu que cet enrichissement du manteau ne pouvait pas précéder l'âge de mise en place de plus de ~ 300 Ma (Section 5.2.6). Par conséquent, l'épisode d'hybridation du manteau et la mise en place des magmas qui en résultent (sanukitoïdes « vrais » et « marginaux ») ont forcément eu lieu au cours d'un unique cycle géodynamique, ce qui est très semblable à ce qui se passe au niveau des cycles de subduction-collision actuels.

- (4) Dans pratiquement tous les cratons, la mise en place d'une variété de granitoïdes à la fin de l'Archéen est contemporaine d'un épisode tectono-métamorphique majeur, probablement associé à la collision entre deux blocs continentaux. De plus, elle est aussi suivie d'une période d'inactivité magmatique de plusieurs dizaines, voire centaines de Ma (Condie *et al.*, 2009), de façon très semblable à ce qu'on observe à l'issue des orogènes post-archéennes.

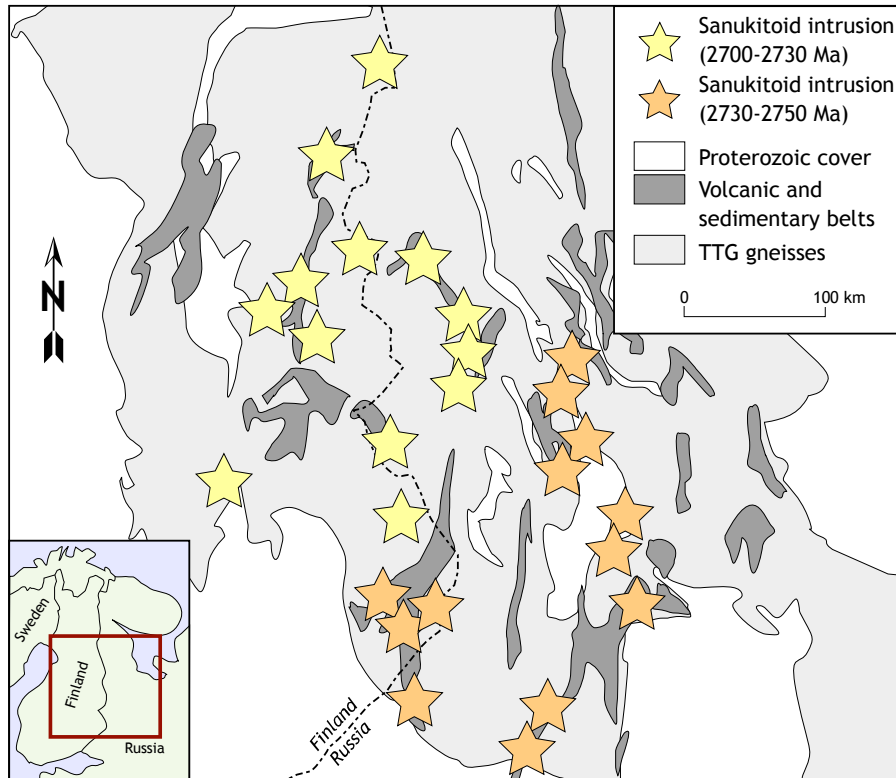


FIGURE 7.3 : Répartition géographique des massifs de sanukitoïdes au sein du craton Karélien (modifié d'après Heilimo et al., 2011). Noter l'existence de deux groupes d'âges différents, formant plusieurs alignements parallèles s'étalant sur plusieurs centaines de kilomètres.

- (5) L'intervalle de temps au cours duquel se mettent en place la diversité de magmas qui caractérise la fin de l'Archéen est compris entre 20 et 120 Ma (voir Section 7.1.2), et fait suite à une période de magmatisme TTG beaucoup plus longue (100–200 Ma en général). Les durées de chacune des deux phases sont tout à fait similaires à celles qui caractérisent les cycles de subduction-collision typiques de la tectonique des plaques « moderne » (Hawkesworth *et al.*, 2010).

- (6) De même, dans certains cratons, la chronologie de mise en place des différents types des granitoïdes (voir Section 7.1.2) au cours de cet intervalle de temps est en tous points cohérente avec une évolution au cours d'un cycle de subduction-collision (Figure 7.5) :

→ **Subduction** = genèse de TTG plus ou moins en continu. En effet, la géochimie des TTG tardi-archéennes (Martin & Moyen, 2002) est compatible avec la fusion de metabasites à haute pression et moyenne température (>20 kbar, 800–900°C), des conditions en adéquation avec celles de zones de subduction « chaudes » (Martin, 1986, 1994 ; Defand & Drummond, 1990 ; Foley *et al.*, 2002 ; Rapp *et al.*, 2003 ; Martin *et al.*, 2005 ; Moyen, 2011).

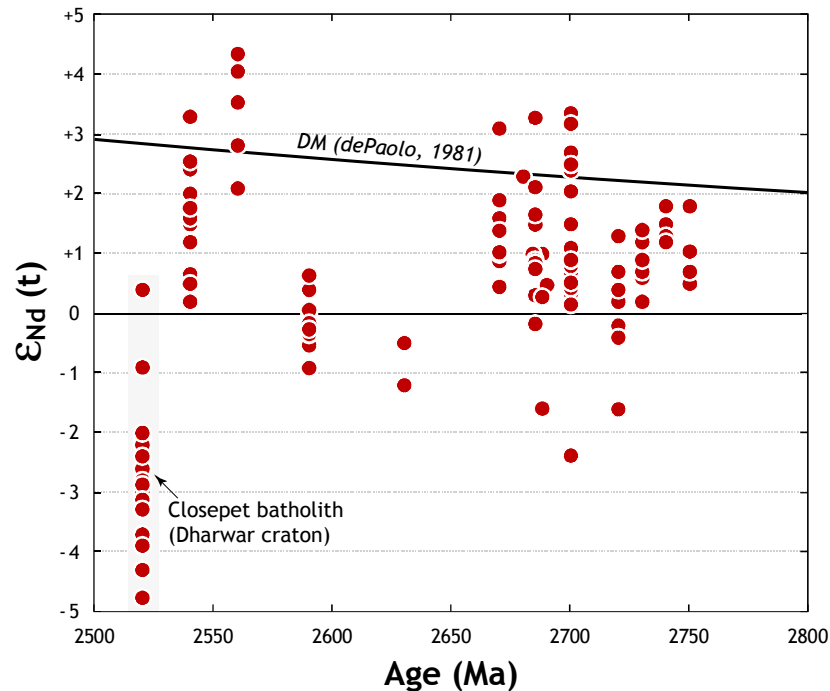


FIGURE 7.4 : Composition isotopique de Nd des sanukitoïdes « vrais », à l'âge de mise en place, exprimée sous la forme de la notation $\epsilon_{Nd}(t)$. L'ensemble des sanukitoïdes présentent des compositions juvéniles, intermédiaires entre la valeur chondritique et celle du manteau appauvri (DM). La seule exception est le batholite de Closepet, en Inde du Sud, dont l'origine implique une contribution importante de matériel peu radiogénique (Moyen et al., 2001).

→ **Fin subduction / début collision** = mise en place des *low-Ti sanukitoids*, représentant les produits d'une hybridation importante entre le manteau et des magmas de type TTG. Ils sont parfois associés à des produits de fusion crustale, marquant le début de la collision (Figure 7.5).

→ **Fin collision / effondrement, exhumation** = mise en place d'une diversité de granitoïdes potassiques (Figure 7.5) : *high-Ti sanukitoids* (fusion du manteau préalablement métasomatisé par décompression ou « *slab breakoff* » ; Halla et al., 2009), granites d'anatexie crustale (fusion de TTG, de métasédiments, de sources mafiques) et sanukitoïdes « marginaux » (interactions entre les deux précédents types).

Ce schéma est assez variable d'un craton à l'autre, ou l'une des étapes peut manquer ou présenter une chronologie relative un peu différente. Ceci est certainement lié au contrôle « local » des processus géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque (voir Section 7.1.2). Par exemple, au sein du craton du Kaapvaal, les TTG mis en place au cours de l'épisode de subduction sont peu abondants et les sanukitoïdes au sens strict ne sont pas

représentés (voir Chapitre 6), traduisant potentiellement un épisode de subduction assez bref et une faible productivité magmatique associée. Par contre, la chronologie relative et absolue des événements tectoniques et magmatiques au sein du bloc de Pietersburg est très comparable à celle qui caractérise un épisode de collision « moderne » (le Massif Central Français ; voir Section 6.5). Ainsi, selon l'importance relative de la subduction et de la collision, l'enregistrement magmatique sera différent d'un craton à l'autre.

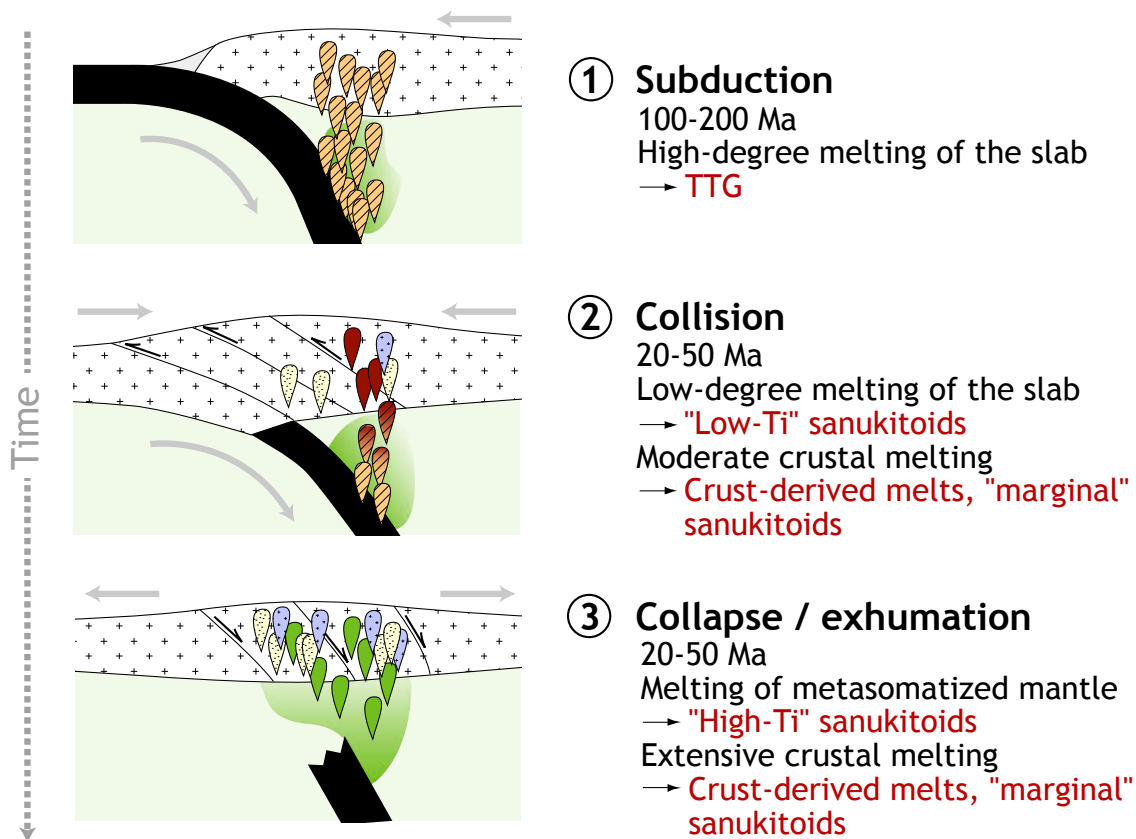


FIGURE 7.5 : Schéma interprétatif dans lequel la succession des différents types de magmas tardi-archéens résulte d'un cycle de subduction-collision. Cette succession peut varier en fonction des cratons, selon les lithologies crustales mises à contribution, la géométrie de l'orogène, la durée respective des différents épisodes, etc. Les figurés sont les mêmes que pour la Figure 7.2.

• (7) Enfin, la diversité des granitoïdes tardi-archéens, où se côtoient des produits issus d'un manteau hybride d'une part, et du recyclage de croûte préexistante d'autre part, est très comparable à celle de l'enregistrement magmatique dans les orogènes de collision « modernes » (voir Section 6.5). En particulier, cette dualité des processus pétrogénétiques se retrouve typiquement dans les associations magmatiques tardi-orogéniques (*e.g.* Bonin,

2004). Ainsi, pratiquement tous les granitoïdes tardi-archéens identifiés dans la Section 7.1.1 possèdent des homologues, en termes de composition mais surtout en termes de processus pétrogénétiques, dans les contextes orogéniques post-archéens :

→ les sanukitoïdes (au sens strict) présentent des affinités avec les séries magnésio-potassiques, les granitoïdes calédoniens riches en Sr et Ba, ainsi que les lamprophyres, vaugnérites et autres durbachites, qui caractérisent les environnements tardi-orogéniques et sont issus d'un manteau enrichi en éléments incompatibles (*e.g.* Debon & Lemmet, 1999 ; Bonin, 2004 ; Janoušek *et al.*, 2004 ; Slaby & Martin, 2008 ; Parat *et al.*, 2010 ; Fowler & Rollinson, 2012).

→ les termes felsiques de la suite sanukitoïde et certains sanukitoïdes « marginaux » ont des compositions proches de celles de granites potassiques calco-alcalins et sub-alcalins. En effet, ceux-ci dérivent de la différenciation de magmas provenant d'un manteau enrichi, couplée à des interactions plus ou moins intenses avec des composants crustaux (*e.g.* Janoušek *et al.*, 2000 ; Roberts *et al.*, 2000 ; Christophides *et al.*, 2007 ; Karsli *et al.*, 2007 ; Clemens *et al.*, 2009).

→ d'autres sanukitoïdes « marginaux », comme ceux du craton du Kaapvaal, ressemblent très nettement aux granitoïdes calco-alcalins à alcalins post-orogéniques (Nardi & Bonin, 1991 ; Bonin *et al.*, 1998) ainsi qu'aux granites « ferreux et oxydés » du Protérozoïque qui sont eux aussi typiques de ces contextes (Eby, 1992 ; Dall'Agnol & Oliveira, 2007).

→ enfin, les granites peralumineux de « type S » (Chappell & White, 1974, 1992) qui sont omniprésents dans les chaînes de collision continentale sont les équivalents modernes des granites de fusion crustale tardi-archéens.

L'ensemble de ces arguments montre clairement que l'évolution magmatique tardi-archéenne (3000–2500 Ma) possède toutes les caractéristiques de celle qui marque les cycles de subduction-collision modernes. Étant donné que de telles caractéristiques sont totalement absentes de l'enregistrement magmatique Éo- à Mésoarchéen, cela signifie que cette période marque l'apparition et l'initiation des mécanismes de la tectonique des plaques moderne.

Cette interprétation a déjà été proposée sur la base d'outils indépendants ou de l'étude d'objets différents. Par exemple, la géochimie des basaltes continentaux confirme également que la transition Archéen-Protérozoïque reflète une évolution des sources mantelliques vers

des compositions plus « enrichies » entre 3000 et 2500 Ma (Condie, 1989 ; Smithies *et al.*, 2004 ; Keller and Schoene, 2012). D'autre part, la composition isotopique en Hf et O de zircons détritiques révèle une évolution du taux de croissance crustale vers ~3000 Ma (voir Section 7.2.3), interprété comme reflétant l'initiation des processus de subduction (Dhuime *et al.*, 2011). Enfin, la nature des inclusions dans les diamants du manteau lithosphérique sous-continental a également évolué à la transition Archéen-Protérozoïque : elles sont principalement péridotitiques avant ~3000 Ma, et éclogitiques ensuite, ce qui traduirait l'initiation des processus de subduction et de collision continentale à cette époque (Shirey & Richardson, 2011).

7.2. Conséquences pour l'évolution de la croûte continentale

7.2.1. La formation des premiers supercontinents ?

Le cycle de Wilson et le fonctionnement de la tectonique des plaques impliquent que les masses continentales dérivent en permanence, et, périodiquement, s'assemblent en de vastes supercontinents. Au cours de l'histoire de la Terre, plusieurs supercontinents ont été successivement assemblés et fragmentés. Les principaux sont les suivants, classés par ordre d'âge croissant :

- (1) la Pangée (~250 Ma), qui était constitué de la quasi-totalité des blocs de croûte continentale présents à la surface de la Terre ;
- (2) Gondwana et Laurentia (~500 Ma), deux supercontinents dont l'assemblage a permis la formation de la Pangée ;
- (3) Rodinia (~1100 Ma) ;
- (4) Nuna ou Columbia (~1800 Ma) ;
- (5) un (Kenorland ; Williams *et al.*, 1991 ou Arctica ; Rogers & Santosh, 2003) ou plusieurs (Superia, Sclavia ; Bleeker, 2003) supercontinents tardi-archéens (2700–2500 Ma) ;
- (6) Ur (~3000 Ma ; Rogers & Santosh, 2003) ou Vaalbara (~3100 Ma, voire ~3600 Ma ; Zegers *et al.*, 2005).

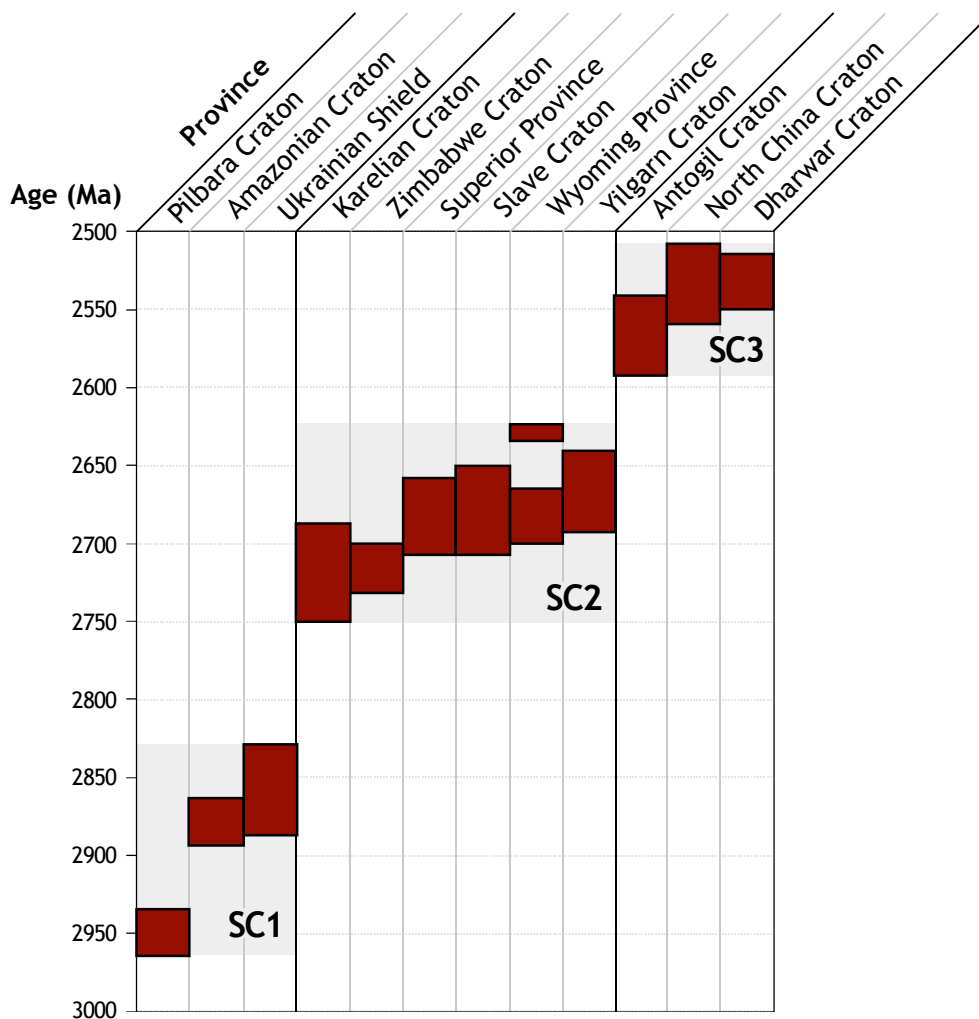
L'âge, et même l'existence des supercontinents les plus vieux sont très incertains, du fait du caractère très fragmentaire de l'enregistrement géologique avant 2000 Ma : ainsi, les cratons archéens sont dispersés au sein des terrains plus jeunes et leurs marges tronquées par

le recyclage tectonique ultérieur, compliquant les corrélations entre eux (Bleeker, 2003). De plus, du fait du volume de croûte moindre, les supercontinents anciens étaient nécessairement plus petits que les plus récents, réduisant la probabilité d'en retrouver des témoins. L'existence d'un supercontinent Éo- à Mésoarchéen (3600–3100 Ma) repose essentiellement sur le fait que les cratons du Kaapvaal et de Pilbara (Australie occidentale) présentent certaines similitudes et sont tous deux caractérisés par une stabilisation précoce pendant cette gamme de temps (Zegers *et al.*, 2005). Cependant, nos résultats concernant le craton du Kaapvaal contredisent cette hypothèse. En effet, ils impliquent la genèse de croûte continentale dans le bloc de Pietersburg puis son accrétion au noyau paléoarchéen du craton, le tout entre ~3300 et ~2800 Ma. Ce segment crustal a ensuite été recyclé au travers d'un cycle de subduction-collision entre 2800 et 2650 Ma. Cette évolution n'a pas d'équivalent dans la portion du craton de Pilbara qui est supposée être corrélée avec le bloc de Pietersburg. De plus, les associations magmatiques typiques de l'évènement tardi-archéen sont âgées de 2950 à 2930 Ma dans le craton de Pilbara (voir Section 7.1.2 et Smithies & Champion, 2000), alors qu'elles se mettent en place entre 2780 et 2670 Ma dans le craton du Kaapvaal (voir Chapitres 3 et 6).

Par contre, il est beaucoup plus probable qu'un certain nombre de supercontinents (de taille plus modeste que leurs équivalents « modernes ») se soient assemblés entre 3000 et 2500 Ma, comme l'a suggéré Bleeker (2003). En effet, la formation des supercontinents est tributaire du fonctionnement de la tectonique des plaques et l'enregistrement géologique tardi-Archéen laisse à penser que celle-ci a commencé à opérer dans cette gamme d'âge (voir Sections 7.1.2 et 7.1.3). En ce sens, les évènements magmatiques de la fin de l'Archéen marquent, au sein d'un craton donné, l'assemblage du supercontinent auquel il appartenait. En appliquant ce principe, on constate que les associations magmatiques typiques de la fin de l'Archéen (sanukitoïdes « vrais » et « marginaux », granites d'anatexie crustale) se mettent en place dans trois gammes d'âges à l'échelle mondiale (Figure 7.6) :

- (1) entre 2950 et 2850 Ma (cratons Amazonien et de Pilbara, bouclier Ukrainien) ;
- (2) entre 2750 et 2625 Ma (bouclier Baltique, provinces du Supérieur et du Wyoming, craton du Zimbabwe et de l'Esclave) ;
- (3) entre 2600 et 2500 Ma (cratons du Dharwar, d'Antongil et de Chine du Nord).

Si nos interprétations sont correctes, c'est-à-dire, si le magmatisme tardi-Archéen est bien la manifestation de cycles de subduction-collision, ces observations plaident en faveur de l'assemblage de trois supercontinents distincts entre 3000 et 2500 Ma. Cette interprétation confirme le caractère cogénétique de certains cratons (par exemple, les province du Supérieur, du Wyoming, le bouclier Baltique et le craton Nord-Atlantique ; Bleeker, 2003), remet en cause des corrélations préalables (entre le Kaapvaal et le Pilbara, ou encore entre les cratons de Dharwar et du Zimbabwe) et suggère de nouvelles « associations » (craton Amazonien–craton de Pilbara ; craton de Dharwar–craton de Chine du Nord–craton d'Antongil) qui nécessitent d'être explorées plus en détail, sur la base d'arguments litho- et chronostratigraphiques, pour être confirmées.



7.2.2. L'évolution du taux de croissance crustale

La croûte continentale archéenne est caractérisée par la coexistence des TTG et de roches mafiques à ultramafiques (basaltes et komatiites) d'origine mantellique. Dans la mesure où les TTG dérivent clairement de la différenciation de basaltes, soit par cristallisation fractionnée (Kamber *et al.*, 2002 ; Kleinhanns *et al.*, 2003), soit par fusion partielle (*e.g.* Martin, 1986, 1994 ; Atherton & Petford, 1993 ; Smithies, 2000 ; Rapp *et al.*, 2003 ; Smithies *et al.*, 2005 ; Bédard, 2006 ; van Kranendonk *et al.*, 2007), il est communément admis que la croûte continentale archéenne est principalement juvénile. Des études récentes viennent quelque peu nuancer cette affirmation, mettant en évidence des phénomènes de recyclage, à la fois par de la fusion directe et au travers d'un cycle sédimentaire, ayant affecté la croûte archéenne ancienne (3200–3600 Ma). C'est par exemple le cas dans la région de Barberton, où des galets granitiques au sein de conglomérats affleurant dans la ceinture de roches vertes (groupe de Moodies) présentent des compositions compatibles avec de la fusion d'une source métasédimentaire (Sanchez-Garrido *et al.*, 2011). De même, dans le craton Nord-Atlantique, des magmas juvéniles de type TTG, formés entre 3850 et 3700 Ma, ont été recyclés très rapidement après leur formation : ils constituent en effet la source détritique de sédiments déposés entre 3650 et 3500 Ma, et ont subi plusieurs épisodes d'anatexie dans cette gamme d'âge (Friend & Nutman, 2005 ; Nutman *et al.*, 2007). Toutefois, ces cas de figure sont assez rares et les matériaux mis en jeu ne représentent pas des volumes très significatifs. Ainsi, entre 50% et 65% du volume de la croûte archéenne est constituée de TTG, et une certaine proportion du reste est représenté par des roches mafiques, tous deux d'origine juvénile (Moyen, 2011). Par conséquent, il est raisonnable de considérer que l'Archéen représente une période de croissance crustale majeure.

D'après certains auteurs (*e.g.* Condie, 1993 ; Sylvester, 1994 ; Kemp & Hawkesworth, 2003 – pour ne citer que les contributions les plus significatives), l'évolution du magmatisme à la transition Archéen-Protérozoïque serait principalement lié à l'avènement des processus de différenciation intracrustale. Notre étude du magmatisme tardi-Archéen dresse un tableau un peu plus complexe (voir Section 7.1.1) et démontre qu'il n'est pas uniquement restreint à la genèse de magmas à partir de croûte continentale préexistante. En effet, si la différenciation de croûte préexistante semble bien jouer un rôle prépondérant dans la genèse des granitoïdes d'origine purement crustale, et subordonnée dans celle des sanukitoïdes « marginaux », elle

ne peut définitivement pas expliquer l'origine des sanukitoïdes « vrais » (qu'il s'agisse de la genèse du pôle mafique ou de sa différenciation ; voir le Chapitre 4). Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 4, ceux-ci sont issus de l'hybridation, au niveau mantellique et non crustal, d'une péridotite avec des composants de nature variée. Dans le cas de certains sanukitoïdes, ceux-ci sont représentés par des magmas ou, plus rarement, des fluides dérivant de matériaux métasédimentaires détritiques (voir le Chapitre 4, mais aussi Smithies *et al.*, 2004 ; Halla, 2005 ; Lobach-Zhuchenko *et al.*, 2008). Il est également envisageable que les carbonatites responsables de la métasomatose mantellique à l'origine des magmas de type sanukitoïde du craton Nord-Atlantique (Steenfelt *et al.*, 2005) proviennent de l'interaction entre le manteau et des sédiments carbonatés. En ce sens, du matériel sédimentaire, principalement d'origine continentale, contribue indirectement au recyclage crustal, au travers de la genèse de ces sanukitoïdes (Figure 7.7).

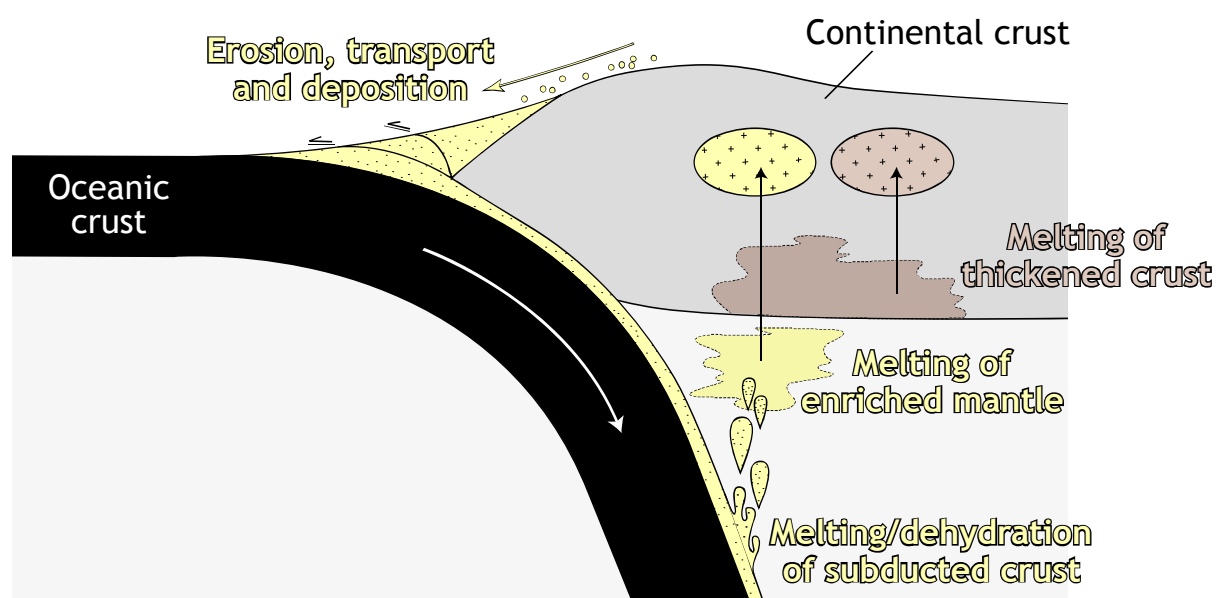


FIGURE 7.7 : Schéma conceptuel illustrant la dualité des mécanismes de recyclage crustal dont témoigne l'enregistrement magmatique tardi-archéen. En effet, celui-résulte à la fois de différenciation intracrustale directe (en brun), mais aussi de la contribution de matériel d'origine continentale recyclé dans le manteau via un épisode d'érosion-sédimentation (en jaune).

L'ensemble de ces observations plaide en faveur de deux conclusions majeures :

(1) Même s'ils opéraient déjà avant ~3000 Ma, ce n'est qu'à la fin de l'Archéen que les mécanismes de recyclage crustal sont devenus aussi importants que les mécanismes juvéniles. Ainsi, avant ~3000 Ma, les magmas provenant du recyclage crustal ne sont

représentés que par des granites issus de l'anatexie des TTG qui ne correspondent qu'à une petite partie ($\leq 25\%$) des terrains archéens antérieurs à 3000 Ma. Par contre, ils constituent une plus large surface d'affleurement ($\sim 25\text{--}50\%$) en ce qui concerne les portions de croûte âgées de 3000 à 2500 Ma, sous les formes diverses décrites ci-avant.

(2) Ces mécanismes de recyclage sont, en partie, liés à de la différenciation intracrustale directe. Mais ils reposent également sur la genèse de magmas (les sanukitoïdes) dont la source est caractérisée par l'hybridation du manteau avec un composant crustal. Les sanukitoïdes « vrais » et « marginaux » sont très courants à l'affleurement dans tous les cratons archéens (voir Chapitre 2), ce qui démontre l'importance de ce recyclage crustal dans le manteau. Ces mécanismes sont toujours à l'œuvre aujourd'hui, puisque des magmas issus d'un manteau enrichi se mettent en place dans les contextes de convergence et de collision, où ils coexistent avec des produits de la différenciation intracrustale (voir la Section 6.5). De même, la contribution sédimentaire à la genèse des magmas d'arc, sous la forme de fluides ou de liquides silicatés, est admise depuis longtemps. La transition Archéen-Protérozoïque représente donc non seulement l'avènement du recyclage crustal, mais aussi l'initiation de cette dualité dans les mécanismes de recyclage (Figure 7.7).

Ces observations sont en bon accord avec les estimations de l'évolution du taux de croissance crustale, qui impliquent qu'à la fin de l'Archéen, au moins 50% du volume actuel de la croûte était déjà formé : la plupart des courbes de croissance crustale montrent en effet une rupture de pente à cette époque (*e.g.* Reymer & Schubert, 1984 ; Taylor & McLennan, 1985, 1995 ; Kramers & Tolstikhin, 1997 ; Guitreau, 2012 ; Figure 7.8 ; voir aussi la Figure 1.3). En particulier, mes interprétations sont très cohérentes avec l'allure de la courbe de production de croûte en fonction du temps récemment obtenue par Dhuime *et al.* (2011). Ces auteurs ont démontré, à partir de l'évolution des compositions isotopiques en Hf et O de zircons détritiques, que le taux de production de croûte continentale diminuait significativement autour de ~ 3000 Ma, âge à partir duquel les mécanismes de recyclage deviennent prépondérants, traduisant l'initiation des processus de subduction (Figure 7.8). Dans cette optique, la transition Archéen-Protérozoïque représente une période charnière, au cours de laquelle la productivité juvénile est encore suffisante pour permettre la production de TTG, mais déjà trop faible pour masquer l'importance des phénomènes de recyclage dont témoigne la diversité de magmas potassiques mis en place entre 3000 et 2500 Ma.

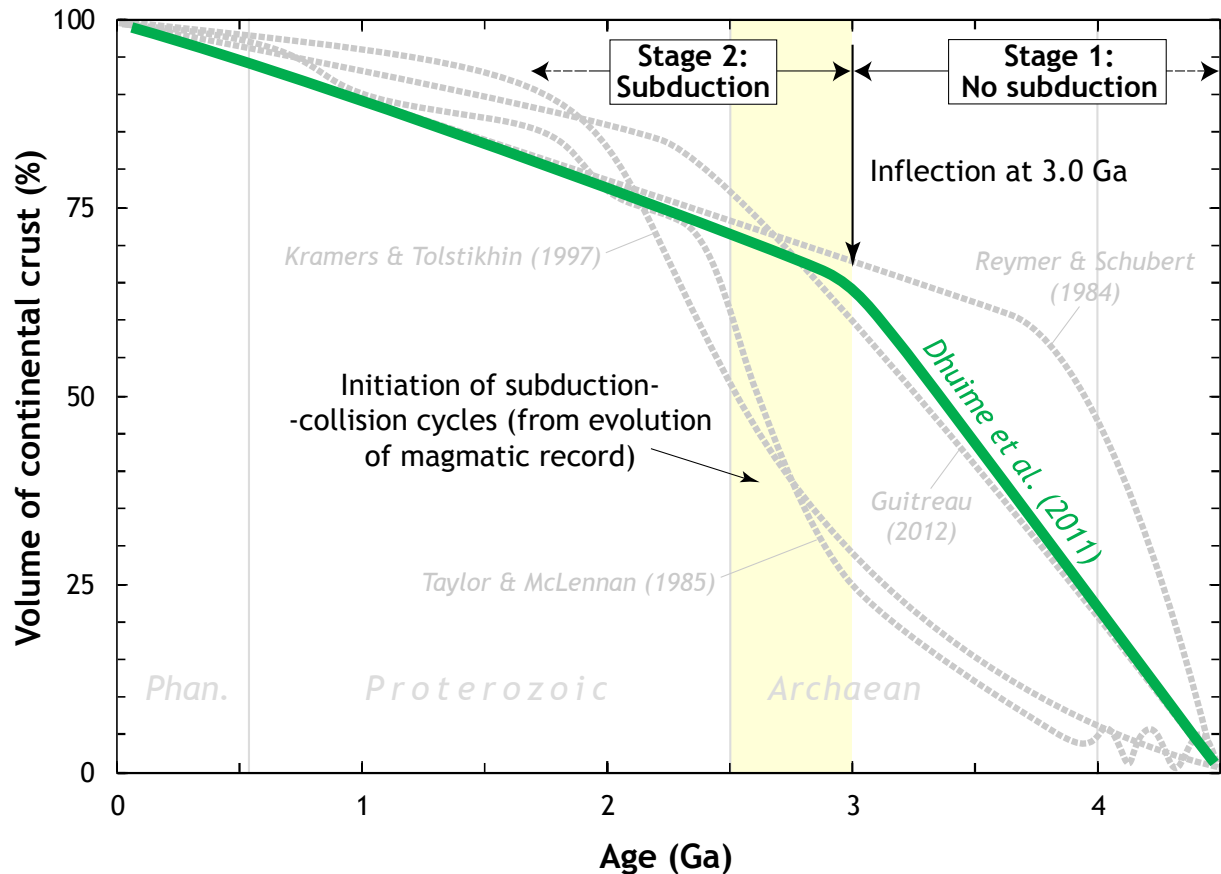


FIGURE 7.8 : Evolution du volume de croûte continentale au cours de l'histoire de la Terre. La courbe verte (Dhuime et al., 2011) présente une inflexion marquée vers ~3000 Ma, interprétée comme reflétant l'initiation des mécanismes de recyclage crustal et de la subduction, ce qui est en bon accord avec nos interprétations. Les modèles de croissance crustale de Reymer & Schubert (1984), Taylor & McLennan (1985), Kramers & Tolstikhin (1997) et Guitreau (2012) sont également représentés pour comparaison ; tous présentent une évolution similaire, le point d'inflexion s'étalant entre 2 et 4 Ga.

7.2.3 Rôle dans les processus de « cratonisation »

La succession d'événements géologiques caractéristique de cycles de subduction-collision tardi-archéens a certainement contribué à l'épisode de stabilisation (« cratonisation ») de la croûte continentale à cette époque. En effet, dans tous les cratons, les derniers événements géologiques archéens sont suivis par une longue période d'inactivité géologique et/ou par le dépôt de grands bassins sédimentaires en discordance angulaire (e.g. Windley, 1984 ; Condie *et al.*, 2009). Cette évolution est cohérente avec l'interprétation de l'enregistrement géologique tardi-archéen proposée dans la Section 7.1.3. En effet, les épisodes de collision continentale et l'assemblage de supercontinents sont toujours suivis d'une période d'inactivité magmatique et, plus généralement, de stabilisation de la croûte à l'issue des processus orogéniques.

En plus de ces processus purement tectoniques, l'adjonction de volumes importants de magmas juvéniles tels que les TTG (première phase magmatique ; voir Section 7.1.2) et, par la suite, les sanukitoïdes « vrais » et « marginaux » (seconde phase magmatique ; voir Section 7.1.2) a certainement contribué, à la fin de l'Archéen, à épaissir, différencier et donc, stabiliser la croûte continentale. En effet, dans le cas des sanukitoïdes « vrais » et « marginaux », nous avons montré que leur variabilité géochimique est principalement contrôlée par la signature du composant mafique parental, partiellement juvénile, qui se différencie sans contribution majeure de croûte préexistante (voir Sections 4.3 et 5.3). L'ensemble de ces magmas (TTG, sanukitoïdes « vrais » et « marginaux ») représente donc une importante addition nette au volume crustal, comme en témoigne le pic de production de croûte juvénile de la fin de l'Archéen (centré à ~2700 Ma) enregistré par les âges et les signatures isotopiques des zircons magmatiques et détritiques (Campbell & Allen, 2008 ; Condie & Aster, 2010 ; Guitreau, 2012). De plus, les sanukitoïdes d'origine mantellique ont certainement représenté une source de chaleur appréciable qui a contribué, en plus de l'épaississement orogénique, à favoriser la fusion de la croûte, et donc, sa différenciation (*e.g.* Kovalenko *et al.*, 2005).

Par ailleurs, la lithosphère sous-continentale archéenne est aujourd'hui caractérisée par la présence d'une racine mantellique froide, peu dense et très épaisse (*e.g.* Boyd *et al.*, 1985). Etant donné que les âges modèles Re–Os obtenus sur les xénolithes de manteau cratoniques sont centrés autour de 2500 Ma (Pearson *et al.*, 2002 ; Carlson *et al.*, 2005 ; voir la Figure 1.18), il apparaît raisonnable de considérer que cette racine lithosphérique ait été structurée au cours de la transition Archéen-Protérozoïque, au moins en partie. Les xénolithes de manteau lithosphérique sous-cratonique sont souvent caractérisées par des signatures géochimiques contradictoires (*e.g.* Ionov *et al.*, 2010) : ils présentent des compositions très réfractaires (Mg# très élevés), attestant qu'il s'agit de résidus de fusion, mais, d'un autre côté, leurs teneurs en orthopyroxène sont anormalement élevées (Figure 7.9a), indiquant que le manteau a subi une métasomatose importante. Les spectres d'éléments en trace des minéraux constitutifs de ces xénolithes témoignent aussi de processus de métasomatose (Grégoire *et al.*, 2003).

Il est vraisemblable que l'appauvrissement extrême des péridotites du manteau cratonique soit lié à un ou plusieurs processus d'extraction de liquide pendant l'Archéen, qui ont permis, *in fine*, la formation de la croûte continentale. Par contre, la métasomatose qui les a affectées

est probablement liée à l'initiation de cycles de subduction-collision à la fin de l'Archéen, qui ont permis l'hybridation entre le manteau et une diversité de composants « enrichis ». D'ailleurs, les études expérimentales de Rapp *et al.* (2010) ont démontré que le manteau hybride à l'origine des sanukitoïdes laissait un résidu dont la composition modale est identique à celle des xénolithes de péridotites cratoniques. Qui plus est, dans ces expériences, les minéraux résiduels possèdent des spectres d'éléments en traces semblables à ceux des xénolithes naturels (Figure 7.9b). Cette métasomatose du manteau a pu avoir lieu plus tôt au cours de l'Archéen, étant donné que la composition des TTG, même plus anciens que 3000 Ma, montre que ces magmas ont interagi avec une péridotite (Martin & Moyen, 2002). Toutefois, ce n'est qu'à la fin de l'Archéen que cet enrichissement est devenu prépondérant. L'ensemble de ces observations montre donc que la structure et la nature du manteau lithosphérique sous-continentale qui caractérise les cratons résultent de l'intégration des processus d'extraction et de recyclage de la croûte tout au long de l'Archéen.

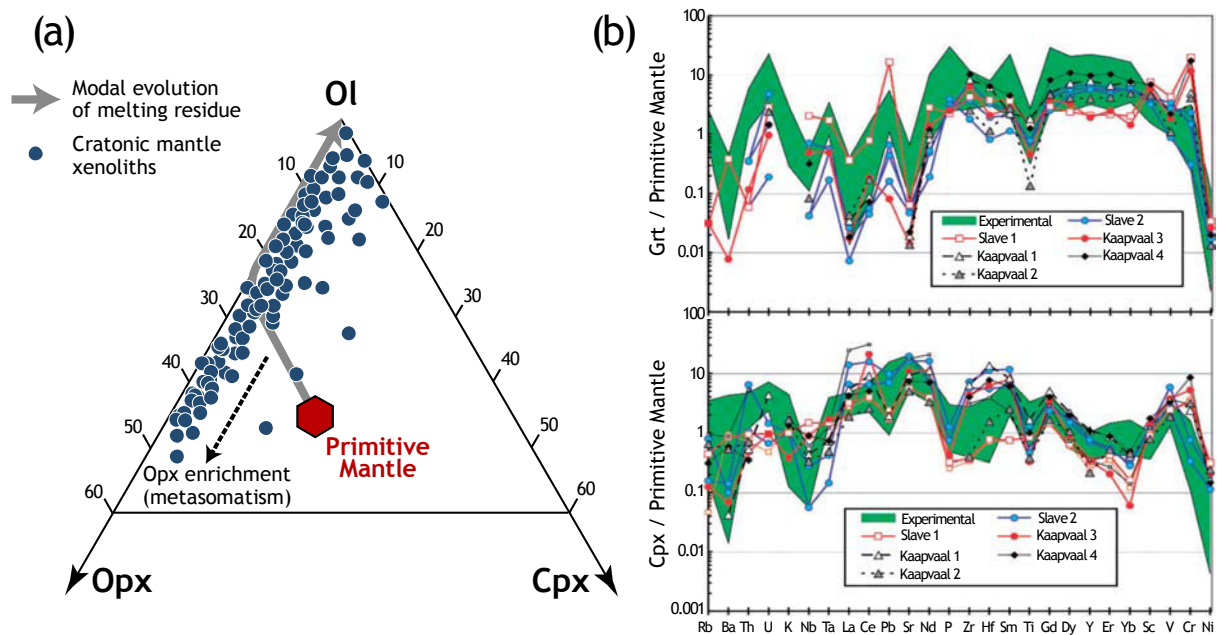


FIGURE 7.9 : (a) Composition modale de xénolithes de péridotites cratoniques (d'après Ionov et al., 2010) dans le diagramme de classification des roches ultramafiques. Un certain nombre d'entre eux sont significativement enrichis en orthopyroxène par rapport à l'évolution prédite pour un résidu de fusion à partir d'une composition de manteau primitif. Cet enrichissement serait lié à des processus métasomatiques. (b) Spectres multi-élémentaires illustrant la composition en éléments traces de phases minérales (grenat et clinopyroxène) présentes dans ces xénolithes de péridotite cratonique (Rapp et al., 2010). Ces compositions sont très similaires à celles des phases produites dans les expériences d'hybridation entre liquides felsiques et péridotite (Rapp et al., 2010), matérialisées par le champ vert.

7.3. Origine des changements géodynamiques

Le but de cette section est de proposer un ensemble de causes capables d'expliquer pourquoi l'initiation de cycles de subduction-collision, et donc d'une forme moderne de tectonique des plaques, a eu lieu au cours de la transition Archéen-Protérozoïque.

7.3.1. Amincissement des plaques océaniques

A l'Archéen, en raison d'une production de chaleur interne significativement plus élevée qu'aujourd'hui, les températures du manteau étaient supérieures aux valeurs actuelles de 100 à 300 degrés (voir Section 1.2.1). D'après Langmuir *et al.* (1992), la productivité du manteau est une fonction linéaire croissante de sa température : en d'autres termes, le manteau archéen plus chaud était à même de produire de plus grandes quantités de magma (mafique à ultramafique) qu'à l'heure actuelle. En ce sens, l'une des hypothèses communément acceptées pour expliquer cette productivité magmatique plus importante est que la croûte océanique archéenne était significativement plus épaisse que son homologue « moderne » (*e.g.* Bickle, 1986 ; Langmuir *et al.*, 1992 ; Foley *et al.*, 2003). Certains auteurs ont proposé que la présence de komatiites au sein de la croûte océanique archéenne, même très épaisse, puisse faciliter sa subduction, en raison de la densité très élevée de ces roches (*e.g.* Barbey & Martin, 1987). Cependant, sur un plan purement mécanique, il reste beaucoup plus difficile de faire plonger dans le manteau une croûte (ultra)mafique épaisse, par rapport à une croûte de même composition mais plus fine (Abbott *et al.*, 1994). De plus, à l'Archéen, le manteau lithosphérique sous-jacent à la croûte océanique était également moins dense qu'il ne l'est aujourd'hui, car nettement plus pauvre en Fe (élément très dense) en raison de l'extraction d'une quantité plus importante de liquide. D'après Abbott *et al.* (1994), l'épaisseur de la croûte océanique est donc le facteur qui détermine donc, au premier ordre, sa capacité à entrer en subduction. Au travers de l'étude statistique de cas de figure actuels, ces auteurs ont déterminé une épaisseur critique de ~10 km au-delà de laquelle la croûte océanique ne peut pas faire l'objet d'une subduction classique, et sera plutôt « sous-plaquée » selon un phénomène de subduction « plate » (Figure 7.10).

Ces considérations sont en bon accord avec le fait que la température élevée du manteau archéen induit non seulement l'existence de croûte océanique plus épaisse, mais implique également que le mouvement des plaques étaient plus rapide qu'aujourd'hui, afin d'évacuer

plus efficacement une production de chaleur interne plus élevée (*e.g.* Bickle, 1986 ; Hargreaves, 1986). Par conséquent, l'âge moyen de la croûte océanique entrant potentiellement en subduction était nécessairement plus faible qu'à l'heure actuelle (Bickle, 1986). Si la croûte océanique est jeune et chaude, sa « flottabilité » sera trop importante pour que la subduction soit stable, ce qui était donc vraisemblablement la norme à l'Archéen. De plus, même dans le contexte actuel, la subduction de plaques moins jeunes et plus froides n'est possible que si elles sont relativement peu épaisses (Abbott *et al.*, 1994). L'ensemble de ces observations suggère donc que la température et l'épaisseur de la croûte océanique déterminent largement le style de subduction dont elle fera l'objet.

En se basant sur des modèles d'évolution thermique du manteau (voir la Section 1.2.1), Abbott *et al.* (1994) ont prédit l'évolution séculaire de l'épaisseur moyenne de la croûte océanique. D'après leurs résultats, avant ~3000 Ma, plus de 99% de celle-ci présentait une épaisseur supérieure à ~10 km, ce qui rend impossible tout processus de subduction « classique » (Figure 7.10). En revanche, après ~2000 Ma, plus de 50% de la croûte océanique possédait déjà une épaisseur inférieure au seuil critique de « subductabilité » (Figure 7.10). Par conséquent, entre 3000 et 2000 Ma, l'amincissement moyen de la croûte océanique engendré par le refroidissement global du manteau a permis à une large proportion de celle-ci de passer sous le seuil critique des 10 km, et donc, d'entrer en subduction. Ces résultats sont en excellent accord avec nos interprétations. En effet, la subduction est le moteur principal de la tectonique des plaques, au travers de la traction exercée par la plaque plongeante. L'initiation de processus de subduction « modernes » vers ~3000 Ma (Abbott *et al.*, 1994) indique qu'à partir de cette époque, la tectonique des plaques a pu commencer à opérer d'une manière assez proche à ce qu'on observe aujourd'hui, ce que suggère l'évolution de l'enregistrement magmatique.

Il est intéressant de noter que ce phénomène d'amincissement de la croûte océanique, qui a augmenté sa capacité à entrer en subduction, explique très bien le caractère « local » de la transition Archéen-Protérozoïque. En effet, c'est la géométrie des plaques lithosphériques en un lieu donné, et en particulier l'épaisseur de la croûte océanique, qui a déterminé l'âge auquel la subduction a pu commencer. Etant donné le caractère transitionnel de l'évolution de l'épaisseur de la croûte océanique en fonction du temps (Abbott *et al.*, 1994), cet âge a potentiellement été très différent d'un endroit à l'autre à la surface de la Terre.

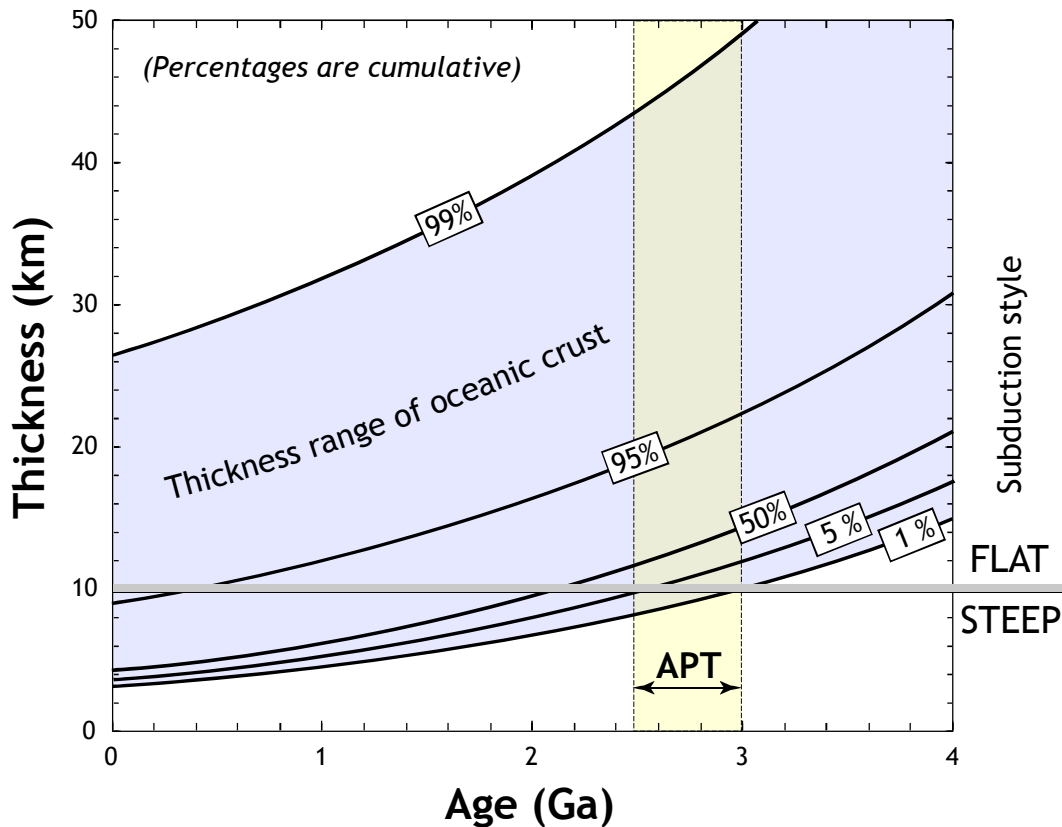


FIGURE 7.10 : Evolution de l'épaisseur de la croûte océanique en fonction du temps (Abbott et al., 1994). Les épaisseurs sont cumulatives, c'est-à-dire qu'une courbe montre la proportion de croûte océanique présentant cette épaisseur ou moins. Le seuil des 10 km, fixé par Abbott et al. (1994), représentent l'épaisseur maximale au-delà de laquelle la croûte océanique ne peut faire l'objet d'une subduction « classique ». Le champ jaune représente l'âge de la transition Archéen-Protérozoïque (APT en anglais).

7.3.2. Évolution du volume et de la rhéologie de la croûte continentale

La géométrie de la croûte océanique n'était pas la seule à influencer les processus tectoniques à la transition Archéen-Protérozoïque. En effet, celle de la croûte continentale a également évolué tout au long de l'Archéen. En premier lieu, nous avons vu, sur la base de différents arguments, que la croissance crustale était significativement plus élevée à l'Archéen qu'à l'heure actuelle (voir Section 7.2.2 et Figure 7.8). Par conséquent, la croissance rapide de la croûte tout au long de l'Archéen a probablement conduit, à la fin de cette période, à la stabilisation de larges plaques continentales suffisamment rigides et étendues pour que la subduction puisse opérer au niveau de leurs marges. En effet, si la croûte océanique basaltique est significativement moins dense que le manteau sous-jacent, elle l'est également beaucoup plus que les matériaux granitiques continentaux. Ainsi, on peut postuler assez intuitivement

que « confrontée » à un volume important de ce matériel peu dense, la croûte océanique aura tendance à s'enfoncer sous celui-ci, initiant naturellement un processus de subduction. Par conversion des matériaux basaltiques en éclogite, sous l'effet de l'augmentation de pression, le phénomène s'auto-entretient et permet d'initier une forme de tectonique des plaques proche de celle qu'on observe aujourd'hui.

D'autre part, l'évolution du comportement rhéologique de la croûte continentale a certainement exercé un rôle prépondérant. En effet, c'est à la fin de l'Archéen que l'augmentation du volume crustal d'une part, mais aussi son refroidissement et sa rigidification d'autre part, ont permis la stabilisation de larges surfaces continentales capables de supporter des reliefs élevés (Rey & Coltice, 2008 ; Figure 7.11a). Ce n'était pas le cas à l'Archéen, au cours duquel la croûte très chaude et très ductile avait davantage tendance à « fluer » sous l'effet des contraintes (Thébaud & Rey, 2012). A noter que cet effet a également une conséquence directe sur l'hypsométrie de la croûte continentale (Figure 7.11b). En effet, le fait que la croûte continentale ait acquis un certain potentiel à soutenir des reliefs élevés pendant une période prolongée a permis son émergence durable à la fin de l'Archéen (Rey & Coltice, 2008). De plus, le refroidissement du manteau et l'amincissement de la croûte océanique (voir Section 7.3.1) ont entraîné un approfondissement des bassins océaniques, dont la conséquence naturelle fut l'abaissement du niveau marin, contribuant aussi à favoriser l'émergence des domaines continentaux (Flament *et al.*, 2008).

L'ensemble de ces observations plaide en faveur de l'existence, à la fin de l'Archéen, d'un certain nombre de blocs continentaux émergés, volumineux et rigides (Figure 7.11). Cette interprétation explique très bien l'évolution de l'enregistrement magmatique à cette période. En effet, la collision de ces blocs entre eux a permis le développement de ceintures orogéniques assez comparables à celles qu'on observe aujourd'hui, entraînant l'épaississement de la croûte continentale et, par là même, sa différenciation au travers de la genèse de granites d'anatexie. De même, l'émergence des surfaces continentales (Figure 7.11b) a permis l'initiation des cycles d'érosion et de sédimentation (Rey *et al.*, 2011) et, couplés à l'apparition des régimes de subduction, au recyclage des matériaux détritiques dans le manteau, comme en témoignent la pétrogenèse de certains sanukitoïdes.

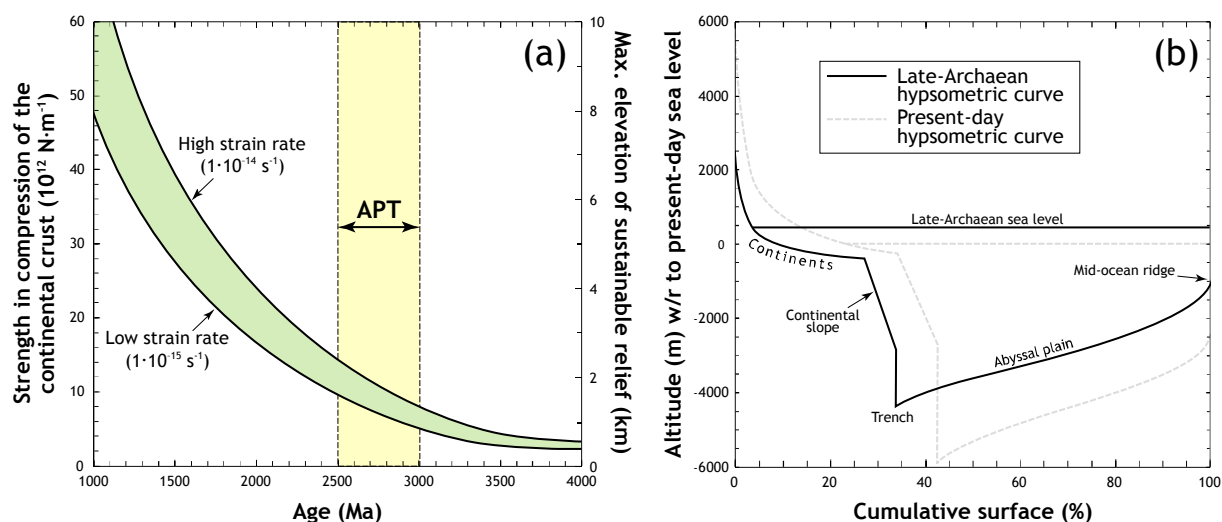


FIGURE 7.11 : (a) Evolution de la résistance aux contraintes de la croûte continentale (axe de gauche), et de l'altitude maximale des reliefs qu'elle est capable de supporter en conséquence (axe de droite), en fonction du temps (Rey & Coltice, 2008). Le champ en jaune représente la gamme d'âge de la transition Archéen-Protérozoïque (APT en anglais). (b) Courbe hypsométrique à la fin de l'Archéen (noir), montrant qu'à cette époque, une petite fraction de la surface continentale était déjà émergée (Flament et al., 2008). La courbe hypsométrique actuelle (tirets gris) est également présentée à titre de comparaison.

A noter qu'à la fin de l'Archéen, la géométrie et l'hypsométrie globales de la croûte continentale étaient certainement assez différentes d'un endroit à un autre à la surface de la Terre. Ainsi, en fonction de l'âge auquel la croûte a commencé à être suffisamment épaisse et rigide, les processus de tectonique des plaques ont pu débuter de manière diachrone sur l'ensemble du globe, comme le suggère l'évolution « locale » de l'enregistrement magmatique tardi-archéen.

7.3.3. Diminution de la productivité de croûte juvénile

D'après Martin & Moyen (2002) et Martin *et al.* (2005, 2009), l'« apparition » des sanukitoïdes à la fin de l'Archéen serait liée à une diminution de la production de magmas dans les zones de subduction, en réponse au refroidissement terrestre. En effet, si l'on considère que les TTG sont potentiellement générés par fusion de croûte océanique subduite (e.g. Martin, 1986, 1994 ; Defand & Drummond, 1990 ; Foley *et al.*, 2002 ; Rapp *et al.*, 2003), les variations séculaires de composition des granitoïdes à la fin de l'Archéen traduit une hybridation de plus en plus intense avec les péridotites du coin de manteau (Martin & Moyen, 2002). Cette interprétation n'est peut-être pas valable sur l'ensemble de la durée de l'Archéen, car il est discutable que les TTG soient produits exclusivement par des processus

de subduction pendant cette période (e.g. Atherton & Petford, 1993 ; Smithies *et al.*, 2005 ; Bédard, 2006 ; Willbold *et al.*, 2009).

Par contre, nous avons vu qu'à la fin de l'Archéen, la genèse successive de TTG d'une part, et d'une large gamme de magmas potassiques, dont les sanukitoïdes, d'autre part, s'inscrit dans le fonctionnement de cycles de subduction-collision. En ce sens, il est raisonnable de penser que les TTG tardi-archéennes (d'âge inférieur à 3000 Ma) représentent, pour une large majorité d'entre eux, des « *slab melts* », ce qui est cohérent avec leur composition chimique. En effet, ils sont plus magnésiens, plus riches en éléments de transition et en Sr que leurs homologues plus anciens (Martin & Moyen, 2002 ; Champion & Smithies, 2007), ce qui traduit une fusion à grande profondeur, hors du champ de stabilité du plagioclase, et des interactions avec la péridotite mantellique lors de la remontée. Dans la mesure où une large proportion des sanukitoïdes sont issus de l'interaction entre de la péridotite et des magmas de type TTG, ces derniers représentent donc du matériel continental juvénile qui a interagi massivement avec le manteau environnant et n'a pas atteint la surface. Ainsi, à la fin de l'épisode de subduction-collision qui caractérise le dernier épisode géologique archéen, le magmatisme juvénile était devenu subordonné au point que ses produits étaient profondément modifiés (*low-Ti sanukitoids*), voire consommées (*high-Ti sanukitoids*), par des interactions avec le manteau. Cette conclusion est cohérente avec le fait que la transition Archéen-Protérozoïque représente la période charnière au cours de laquelle les processus juvéniles deviennent subordonnés par rapport au recyclage crustal (Figure 7.12 ; voir aussi Section 7.2.2.).

De plus, dans certains cratons, les *low-Ti sanukitoids* se mettent en place à la charnière entre la phase de subduction (production de TTG) et de collision (genèse d'une diversité de granitoïdes potassiques). Ceci indique que cette diminution progressive de la productivité de croûte juvénile a été enregistrée, non seulement au cours de l'histoire de la Terre, mais aussi à plus petite échelle, pendant le cycle de subduction-collision qui caractérise la transition Archéen-Protérozoïque : à la fin de l'épisode de subduction, le taux de fusion de la croûte subduite était devenu trop faible pour que les liquides produits préservent leur signature de TTG lors des interactions avec le manteau. Là encore, cette caractéristique explique bien les différences d'âge, mais aussi de nature des granitoïdes tardi-archéens d'un craton à l'autre. En effet, les paramètres locaux qui ont pu influencer la productivité de magma au cours d'un

cycle de subduction-collision sont très nombreux : température, épaisseur et âge de la plaque plongeante, étendue du bassin océanique en cours de fermeture, régime thermique à l'interface manteau-« slab », etc. La variabilité de chacun de ces paramètres a pu induire des différences, d'un endroit à un autre, dans le taux de TTG produits, leur composition, ainsi que l'âge relatif et la nature des granitoïdes mis en place au cours de la collision qui a suivi à la fin de l'Archéen.

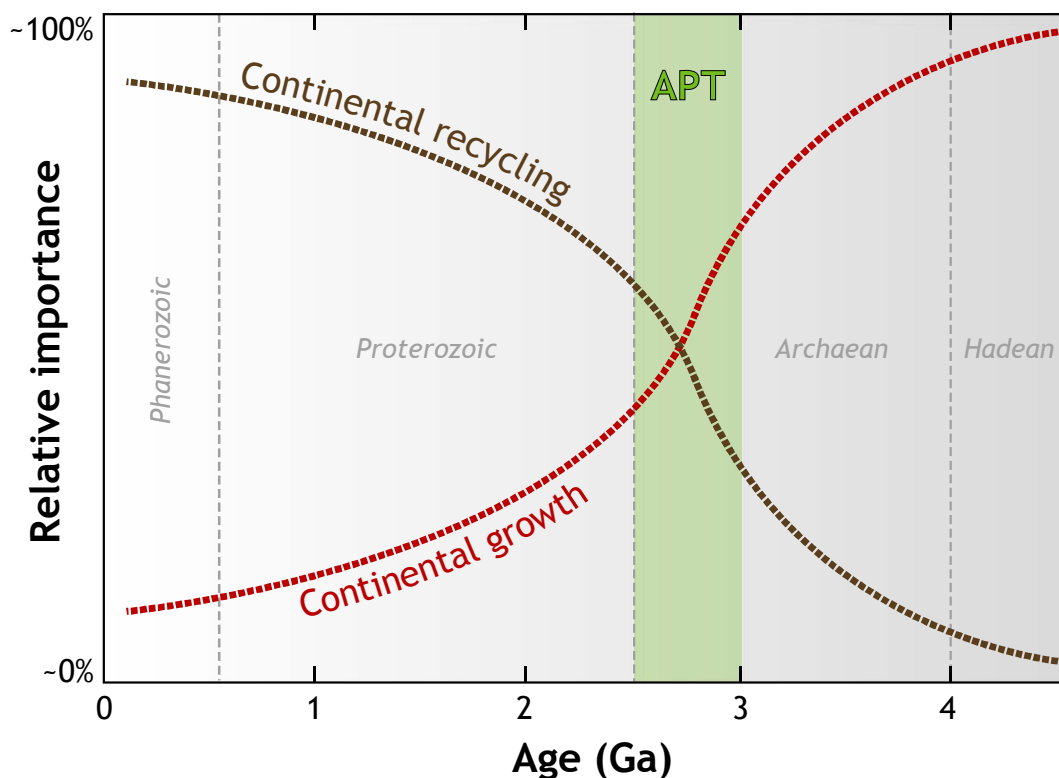


FIGURE 7.12 : Évolution schématisée de l'importance relative des processus juvéniles (courbe rouge) et de recyclage (courbe marron) de la croûte continentale au cours du temps. La transition Archéen-Protérozoïque (APT) correspond à un régime où les deux processus coexistent, au cours duquel le recyclage devient prépondérant par rapport au magmatisme juvénile.

7.3.4. Une hypothèse unificatrice : le refroidissement terrestre

Il faut noter que l'ensemble des causes de l'évolution géodynamique à la transition Archéen-Protérozoïque, décrites dans les sections précédentes, s'inscrivent dans le cadre d'un seul et unique processus, celui du refroidissement global de notre planète. En effet, lors de sa formation, la Terre a emmagasiné un certain potentiel énergétique (éléments radioactifs,

chaleur d'accrétion...) et, depuis, dissipe cette énergie non renouvelable. Ce refroidissement progressif est à même d'expliquer :

- (1) la diminution de température du manteau, et, en conséquence, la chute de sa productivité qui a elle-même éventuellement pu entraîner un amincissement progressif de la croûte océanique (Section 7.3.1). Dans cette hypothèse, c'est en grande partie celui-ci qui aurait permis aux plaques lithosphériques d'entrer en subduction à partir de ~3000 Ma.

- (2) la fusion de croûte océanique lors de la subduction. En effet, le refroidissement terrestre a nécessairement été accompagné d'une convection mantellique de moins en moins vigoureuse, et donc d'un « ralentissement » des mouvements relatifs entre les plaques lithosphériques (*e.g.* Bickle, 1986 ; Hargreaves, 1986). Or, pour pouvoir fondre, la croûte océanique subduite doit être significativement réchauffée par le manteau environnant, ce qui n'est possible que si le taux de convergence n'est pas trop rapide (van Keken *et al.*, 2002). Aussi la fusion de croûte océanique subduite est-elle envisageable dans le cadre du contexte géodynamique de la fin de l'Archéen, par rapport aux processus plus anciens au cours desquels elle est moins probable (*e.g.* Bédard, 2006).

- (3) la diminution du taux de production de la croûte continentale. Au cours de l'Archéen, le régime thermique élevé a permis l'extraction d'une grande quantité de croûte juvénile (Section 7.3.2). Le refroidissement terrestre a conduit à la diminution de ces taux de production (Section 7.3.3), comme en témoignent la part plus importante du recyclage crustal par rapport au magmatisme juvénile au cours de la transition Archéen-Protérozoïque.

- (4) la rigidification progressive des blocs continentaux (Section 7.3.2), rendant la subduction plus aisée et la collision possible d'un point de vue thermo-mécanique.

- (5) les variations hypsométriques de la croûte continentale (Flament *et al.*, 2008 ; Rey & Coltice, 2008), permettant son émergence et l'initiation de cycles d'érosion-sédimentation à la surface de la Terre.

Ces observations permettent d'expliquer la nature ambivalente des changements géodynamiques à la fin de l'Archéen, qui suivent un schéma global similaire, mais avec des spécificités distinctes d'un craton à l'autre (voir Sections 7.1.2 et 7.1.3). Le fait que ces changements soient contrôlés par le processus très global qu'est le refroidissement terrestre explique le caractère homogène, à l'échelle planétaire, de leurs manifestations (en particulier, l'évolution de l'enregistrement magmatique). De même, il rend bien compte du déroulement

de ces changements dans une gamme d'âge relativement restreinte (3000–2500 Ma) au regard de l'histoire de la Terre, qui représente donc une sorte de « seuil » dans l'évolution du régime thermique de notre planète. En revanche, le fait que ce paramètre global ait une influence directe sur un grand nombre de paramètres locaux (géométrie et rhéologie de la croûte océanique, de la croûte continentale, taux de production de magma, âges de l'initiation des cycles exogènes d'érosion et de sédimentation, dynamiques des mouvements entre les plaques, etc.) est tout à fait en accord avec le fait que la transition Archéen-Protérozoïque présente ses spécificités propres d'un craton à un autre, en particulier dans la chronologie et la nature de ses manifestations.

7.3.5. *Liens avec les autres témoins de l'évolution géodynamique*

Pour résumer, il apparaît que les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque sont le résultat du refroidissement global terrestre, qui a affecté de manière diachrone et différentielle l'évolution d'un certain nombre de paramètres « locaux » (voir Section 7.3.4). Les changements qui affectent ces paramètres à la transition Archéen-Protérozoïque expliquent, comme nous l'avons discuté précédemment, l'évolution de la nature et la composition des granitoïdes crustaux, dans la mesure où ils induisent l'initiation de processus géodynamiques comparables à la tectonique des plaques moderne. D'autre part, ils permettent également de rendre compte des autres évolutions de l'enregistrement géologique, qui ont été reportées dans le Chapitre 1 :

- (1) Les contrastes entre styles orogéniques archéens et actuels s'expliquent bien par des différences dans le comportement mécanique global de la croûte, qui dépend en grande partie de sa température, mais aussi des volumes de matière mis en jeu (*e.g.* Chardon *et al.*, 2009). La « rigidification » et la taille appréciable des blocs crustaux à la fin de l'Archéen a permis la transition depuis des orogènes « ultra-chauds », où la déformation affecte de petits blocs de croûte dans leur ensemble, vers des orogènes plus « froids » (*Hot* ou *Mixed-Hot Orogens* de Chardon *et al.*, 2009) où de grandes zones de suture linéaires commencent à focaliser la déformation. Cagnard *et al.* (2011) ont mis en évidence que cette évolution était très progressive au cours de l'histoire de la Terre, mais que ces orogènes « intermédiaires » commencent à apparaître dès la fin de l'Archéen (voir Section 1.3.2).

- (2) Par ailleurs, le refroidissement terrestre explique également l'évolution progressive de l'enregistrement métamorphique (*e.g.* Brown, 2006 ; voir Section 1.2.2). En effet, les terrains archéens sont uniquement caractérisés par des conditions de haute, voire ultra-haute température. La dualité entre les gradients métamorphiques de haute température et de haute pression, caractéristique de la tectonique des plaques d'après Brown (2006), n'apparaît qu'au Protérozoïque, ce qui est assez conforme à nos interprétations. Cette affirmation est à nuancer par le fait que les roches de ultra-haute pression (schistes bleus et éclogites) sont absentes de l'enregistrement métamorphique avant le Protérozoïque. Toutefois, cela n'implique pas forcément que la tectonique des plaques n'ait pas opéré avant cette époque. En effet, comme déjà mentionné dans la Section 6.5.3, il est possible que l'exhumation de ces roches n'ait pas été efficace dans le contexte d'une croûte continentale plus chaude et moins rigide qu'aujourd'hui.

- (3) L'importance croissante, dans les bilans géochimiques globaux, des cycles d'altération, d'érosion et de sédimentation à la fin de l'Archéen coïncident avec l'augmentation progressive de la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ dans les granitoïdes crustaux (*e.g.* Valley *et al.*, 2005), indiquant que leur genèse implique la contribution croissante de matériel sédimentaire dans leur origine. De même, l'évolution des lithologies exogènes est en très bon accord avec ce processus, dans la mesure où elle met en évidence une maturation progressive des sédiments et l'apparition d'associations typiques des plates-formes continentales vers la fin de l'Archéen (*e.g.* Veizer & McKenzie, 2003). De plus, l'initiation du recyclage de matériel continental dans le manteau à la transition Archéen-Protérozoïque explique bien les signatures isotopiques des pôles « enrichis » impliqués dans la genèse des basaltes d'îles océaniques (OIB), tels que EM1 et EM2.

- (4) L'ensemble des changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque est également cohérent avec l'évolution des paramètres atmosphériques. En particulier, l'émergence des continents et de la tectonique des plaques moderne à la fin de l'Archéen ont permis le piégeage et le recyclage durable du CO_2 atmosphérique dans la lithosphère, *via* l'altération météorique des silicates et la subduction (Flament *et al.*, 2008). Ces processus ont une importance cruciale pour tamponner la concentration en CO_2 de l'atmosphère et donc, pour le forçage radiatif terrestre. Par conséquent, les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque ont certainement influé sur

l'établissement d'un climat propice au développement de la vie. Ainsi, ils expliquent aussi l'augmentation des teneurs en O₂ dans l'atmosphère vers 2500–2000 Ma, résultat d'un surcroît d'activité photosynthétique, avantagée par un climat désormais très favorable conjointement à une constante solaire de plus en plus élevée.

7.4. Un modèle d'évolution de la croûte continentale

L'objectif de cette Section est de proposer un modèle simplifié permettant de rendre compte de l'évolution des mécanismes pétrogénétiques à l'origine de la croûte continentale entre l'Archéen et aujourd'hui. Celui-ci ne constitue pas une compilation de l'ensemble des données disponibles sur le sujet, mais seulement une interprétation synthétique de celles-ci. Elle se base naturellement sur nos résultats concernant l'évolution séculaire du magmatisme crustal, mais aussi sur des travaux et synthèses publiées récemment dans la littérature, en particulier : Rudnick & Gao (2003) ; Smithies *et al.* (2005) ; Bédard (2006) ; Hawkesworth & Kemp (2006) ; Rey & Coltice (2008) ; Stern (2008) ; Chardon *et al.* (2009) ; Ernst (2009) ; Hawkesworth *et al.* (2010) ; van Kranendonk (2010) ; Moyen (2011) ; Bédard *et al.* (2012) ; Moyen & Martin (2012) ; Moyen & van Hunen (2012).

7.4.1. Processus archéens

Le contexte géodynamique de genèse de la croûte continentale archéenne est toujours matière à débat. Schématiquement, les hypothèses « uniformitaristes » s'opposent aux modèles proposant des contextes géodynamiques originaux, peu ou pas représentés aujourd'hui à la surface de la Terre, pour expliquer les particularités de l'enregistrement géologique archéen. Mon travail a démontré que le magmatisme continental évoluait significativement, à la fin de l'Archéen, vers des régimes gouvernés par des paramètres plus proches de ceux des contextes géodynamiques actuels, particulièrement en ce qui concerne les zones de subduction-collision liées au fonctionnement de la tectonique des plaques actuelle. En ce sens, nos résultats sont plutôt en faveur de la seconde hypothèse, c'est-à-dire, que la géodynamique archéenne était différente du régime actuel et que ce n'est qu'à la fin de l'Archéen que celui-ci a commencé à s'établir. Ce modèle n'exclut pas que des processus tectoniques proches des régimes modernes, telle que la subduction, aient pu participer à la

genèse de croûte continentale à l'Archéen. Toutefois, ces mécanismes n'étaient pas exclusifs et opéraient, de toute évidence, selon des modalités très différentes par rapport à aujourd'hui.

Comprendre la nature et l'origine de la croûte continentale archéenne, c'est, avant tout, comprendre dans quel contexte se forment les TTG qui en constituent la majorité du volume. Il est désormais admis, sur la base d'arguments géochimiques et expérimentaux, que les TTG proviennent de la différenciation d'une source mafique (amphibolite ou éclogite) de nature juvénile, par fusion partielle ou, éventuellement, par cristallisation fractionnée. Ces TTG présentent une certaine variabilité géochimique qui traduit une très large gamme de pression pour la différenciation de leur source mafique, globalement entre 5 et 40 kbar, ce qui correspond à des profondeurs comprises entre ~15 et ~150 km. Cette observation montre qu'il n'existe pas un site géodynamique unique pour la genèse des TTG, surtout au regard des volumes considérables qu'ils représentent dans la majorité des cratons archéens. Au contraire, la coexistence de trois environnements géodynamiques (Figure 7.13) permet de rendre compte de leur diversité géochimique :

- (1) la fusion, à grande profondeur, de fragments de croûte basaltique plongée dans le manteau. Etant donné l'instabilité de la « subduction » (au sens actuel et géométrique du terme) dans le contexte thermo-mécanique de la terre archéenne, il est vraisemblable que ce mécanisme ait été accommodé par le plongement épisodique de petits fragments de croûte océanique dans le manteau, par exemple au niveau de zones de suture entre deux plaques. Un tel mécanisme explique la genèse des TTG de plus haute pression, et la contamination en MgO et éléments de transition que ceux-ci ont subie en traversant le manteau supérieur.

- (2) l'empilement d'écailles de croûte océanique, favorisée par l'épaisseur et donc, la « flottabilité » de celle-ci (voir Section 7.3.1), permettant la formation d'une pile mafique épaisse dont la base peut fondre directement, où être délamainée et plonger dans le manteau sous forme de petits panneaux, pour former des TTG de moyenne à haute pression.

- (3) le recyclage *in situ* d'un plateau océanique à l'aplomb d'un « panache » mantellique (là encore, le terme de panache n'a pas forcément sa valeur actuelle et représente simplement une remontée de manteau chaud et fertile), qui fournit les volumes conséquents de matériel mafique nécessaires à la genèse des TTG. Ce recyclage peut avoir lieu en plusieurs étapes successives, catalysées par la délamination dans le manteau des résidus de fusion produits à chaque épisode, lesquels contribuent à sa refertilisation. Dans tous les cas, ce

mécanisme n'est apte à former que des TTG de basse à moyenne pression et non contaminés par une percolation au travers de péridotites mantelliques.

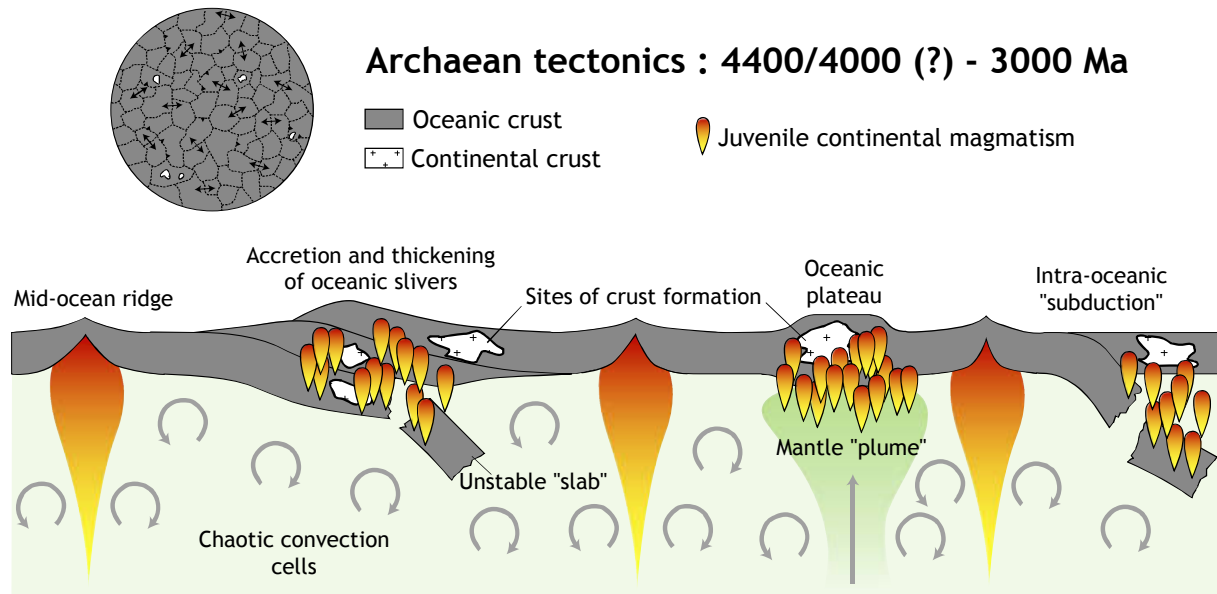


FIGURE 7.13 : Schéma illustrant la genèse et l'évolution de la croûte continentale (coupe) ainsi que la géométrie des plaques et des domaines continentaux (vue générale de la Terre) pendant l'Archéen.

Ces processus ont pu fonctionner soit simultanément (Figure 7.13), soit successivement. Par exemple, il est plausible que les premiers noyaux de croûte continentale aient été formés au cours du remaniement d'une pile mafique épaissie, soit par empilement tectonique (modèle de « subcrétion »), soit par accréation magmatique (modèle de plateau océanique). Ensuite, ces noyaux continentaux se sont développés par collage de croûte mafique juvénile à ses marges, accommodé par des processus de « subduction » instable et transitoire. Quoi qu'il en soit, le fonctionnement de l'ensemble de ces mécanismes géodynamiques a permis l'extraction d'une large proportion du volume actuel de la croûte continentale ($\geq 50\%$) à partir du manteau, contribuant à former des racines mantelliques très appauvries à l'aplomb des proto-continent.

Dans le contexte du régime thermique archéen, la jeune croûte continentale était beaucoup plus chaude et ductile qu'aujourd'hui, entraînant un régime de déformation très différent. Celui-ci, gouverné par des contraintes coaxiales affectant la croûte dans son volume, et par l'incapacité de celle-ci à subir un épaississement significatif, permet l'accréation latérale des noyaux continentaux et donc, leur élargissement progressif. Le développement des structures typiques des terrains archéens, tels que les dômes et bassins, les grands couloirs de

cisaillement verticaux et la foliation pénétrative, de même orientation, qui les affectent, résultent vraisemblablement de cette rhéologie particulière. L'existence de ces structures révèle que, pendant l'Archéen, les blocs crustaux étaient animés de mouvements relatifs horizontaux à la surface de la Terre. Ceux-ci résultent potentiellement de l'entraînement, par les courants convectifs mantelliques, des racines lithosphériques épaisses et réfractaires des blocs continentaux nouvellement formés, permettant leur mobilité et leur accréation les uns avec les autres.

7.4.2. Evolution à la transition Archéen-Protérozoïque

Vers la fin de l'Archéen et, plus particulièrement entre 3000 et 2500 Ma à l'échelle globale, débute une transition géodynamique majeure, dont l'origine est à rechercher dans l'évolution thermo-mécanique de la lithosphère. En effet, la croissance continue de la croûte continentale pendant l'Archéen a permis la stabilisation, à cette époque, de blocs relativement étendus en termes de surface. En parallèle, le refroidissement progressif de la planète franchit un seuil critique, provoquant simultanément la rigidification de ces proto-continentes et l'amincissement de la croûte océanique. L'ensemble de ces paramètres permettent à la subduction de devenir plus stable que pendant l'Archéen, et son initiation permet de coupler directement la convection mantellique au mouvement des plaques. Ainsi, c'est à cette époque qu'une forme de tectonique proche du régime actuel commence à se mettre en place à la surface de la Terre (Figure 7.14).

Celle-ci s'exprime sous la forme des premiers cycles de subduction-collision, dont témoigne l'évolution de l'enregistrement géologique. En particulier, les terrains tardi-archéens présentent des associations magmatiques beaucoup plus typiques des contextes orogéniques modernes que des régimes archéens (voir Section 7.1.3). Ainsi, les différents proto-continentes structurés pendant l'Archéen ont probablement convergé, au cours de la fermeture de bassins océaniques, puis sont entrés en collision. La croûte, plus froide et plus rigide qu'à l'Archéen, était désormais capable de soutenir des reliefs et de focaliser la déformation le long de structures discrètes, d'où le développement de chaînes de collision au niveau des sutures entre les différents blocs continentaux. Lors de cette collision, se mettent en place des magmas provenant d'un manteau hybridé au cours des processus de subduction, qui réchauffent la croûte et, en parallèle à son épaississement, lui permettent de fondre pour produire une variété

de granites d'anatexie. A l'issue de ces cycles de subduction-collision, qui ont opéré entre 3000 et 2500 Ma, plusieurs « supercontinents » (de taille naturellement plus modeste que leurs homologues post-archéens) s'étaient assemblés, représentant des fragments de croûte continentale stabilisée, différenciée et possédant une racine lithosphérique épaisse, plus ou moins modifiée lors des processus de subduction-collision tardi-archéens.

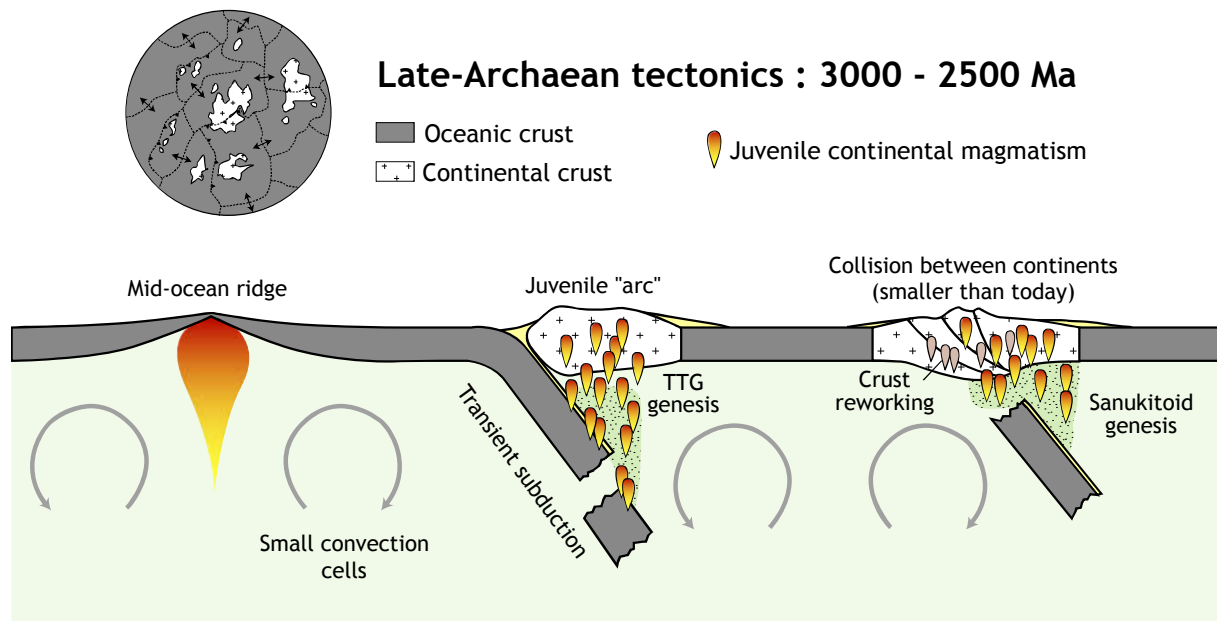


FIGURE 7.14 : Schéma illustrant la genèse et l'évolution de la croûte continentale (coupe) ainsi que la géométrie des plaques et des domaines continentaux (vue générale de la Terre) au cours de la transition Archéen-Protérozoïque, entre 2500 et 3000 Ma.

L'initiation de ce premier « cycle de Wilson » marque également un changement majeur en ce qui concerne le taux d'extraction de la croûte à partir du manteau. En effet, au cours de la transition Archéen-Protérozoïque, l'importance du magmatisme principalement juvénile qui caractérise l'Archéen décroît progressivement, laissant une plus large part au recyclage de la croûte continentale. Ce recyclage intervient à deux niveaux différents (Figure 7.14) :

- par fusion directe (différenciation intracrustale) de croûte préexistante ;
- au travers d'un cycle d'érosion et de sédimentation, désormais possible puisque c'est à la fin de l'Archéen que les continents ont commencé à émerger. Les produits de ce cycle, introduits dans le manteau par la subduction, ont ensuite contribué à la genèse des magmas issus d'un manteau enrichi (sanukitoïdes « vrais » et « marginaux ») et de tous leurs produits de différenciation.

Il est possible que des processus de recyclage d'une part, mais aussi de stabilisation précoce des cratons, d'autre part, aient pu avoir lieu plus tôt au cours de l'Archéen, comme le suggèrent les études de certains secteurs (par exemple, la région de Barberton). Néanmoins, ces processus sont de moindre importance, en termes de répartition globale et vis-à-vis des mécanismes juvéniles, par rapport à ceux qui caractérisent la transition Archéen-Protérozoïque. De même, les associations magmatiques caractéristiques de la fin de l'Archéen, omniprésentes dans tous les cratons après ~3000 Ma, sont totalement absentes de l'enregistrement géologique avant cette date, même dans ces secteurs de stabilisation précoce. Par conséquent, celle-ci était vraisemblablement la conséquence de phénomènes localisés au niveau d'un craton donné.

7.4.3. Evolution entre le Protérozoïque et l'actuel

Si nos interprétations sont correctes, les processus géodynamiques à la surface de notre planète sont donc gouvernés par la tectonique des plaques, dans son expression « moderne », depuis la fin de l'Archéen. L'un des moteurs de celle-ci est représenté par la genèse et le recyclage de la croûte océanique, au niveau des rides médio-océaniques et des zones de subduction, respectivement (Figure 7.15). Cette évolution de la croûte océanique et sa périodicité gouverne le fonctionnement des cycles de Wilson et, au travers d'eux, la structuration de la croûte continentale. En effet, l'ouverture des bassins océaniques s'accompagne de la fragmentation des blocs continentaux préexistants. Leur fermeture permet la collision entre ces blocs (Figure 7.15), leur recyclage tectonique et magmatique au niveau des zones de suture et leur stabilisation avant d'entamer un nouveau cycle. Ce mécanisme géodynamique explique que les âges de la croûte présentent une zonation en bandes concentriques, de plus en plus jeunes vers l'extérieur des continents.

Dans ce contexte géodynamique, la productivité magmatique au niveau continental est pratiquement restreinte aux contextes de subduction-collision (Figure 7.15). En effet, les autres additions magmatiques au volume crustal (représentées par le magmatisme de point chaud ou de rifting associé à la fragmentation des continents) sont soit relativement rares, soit peu significatives en termes de volume. Au niveau des arcs insulaires et continentaux, des magmas juvéniles sont massivement produits par fusion du coin de manteau, préalablement enrichi par la déshydratation (et dans une moindre mesure, fusion partielle) de la croûte

océanique subduite. Néanmoins, des études ont montré que ces zones de convergence étaient sujettes à un recyclage de matériaux dans le manteau à peu près équivalent, en termes de volume, à la quantité de magmas juvéniles extraits du manteau (e.g. Scholl & von Huene, 2009). Par conséquent, il est raisonnable de considérer qu'au niveau des arcs insulaires et continentaux, le bilan de la croissance crustale est à peu près nul.

Par contre, les granitoïdes mis en place lors des processus de collision continentale possèdent un potentiel de préservation plus important. Comme nous l'avons noté dans la Section 7.1.3, le magmatisme qui caractérise ces contextes géodynamiques est comparable, en tout cas en ce qui concerne les mécanismes pétrogénétiques mis en jeu, à son homologue tardi-Archéen. En effet, des magmas issus du recyclage de croûte préexistante (granites de « type S ») coexistent avec ceux provenant d'un manteau enrichi (granites de « type I ») au cours des processus de subduction. La composition chimique de ces magmas diffère quelque peu entre les deux contextes (tardi-archéen et actuel) dans la mesure où la nature des lithologies crustales ont évolué, tout comme les modalités d'enrichissement du manteau en zone de subduction. Malgré ces différences, il en ressort que les mécanismes pétrogénétiques à l'origine des granitoïdes crustaux ont peu évolué depuis la fin de l'Archéen.

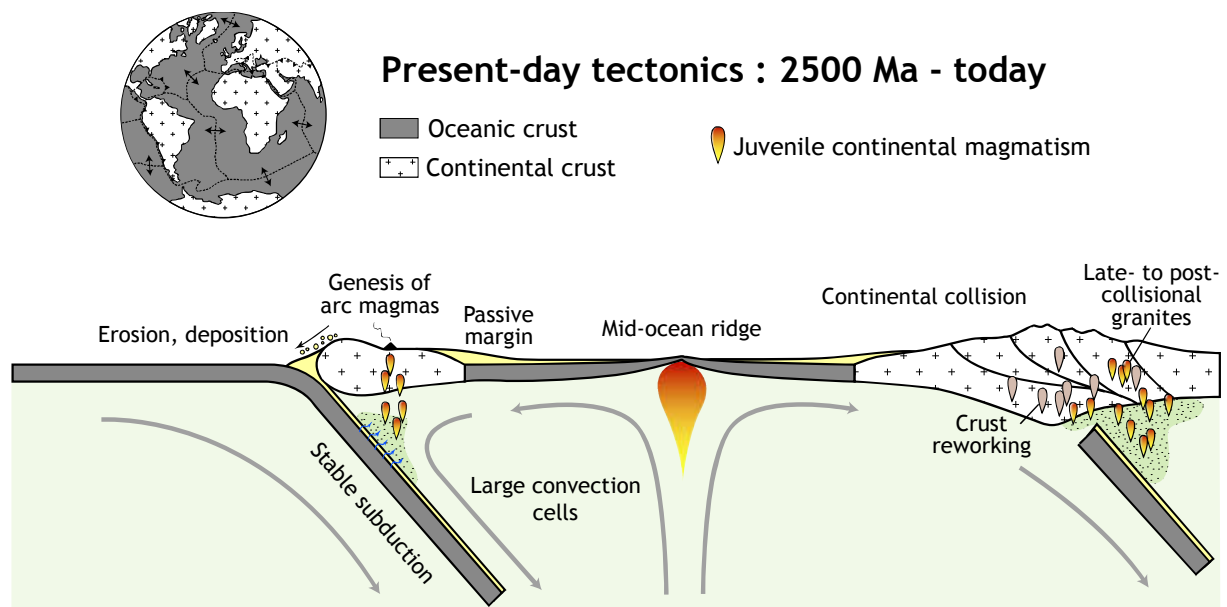


FIGURE 7.15 : Schéma illustrant la genèse et l'évolution de la croûte continentale (coupe) ainsi que la géométrie des plaques et des domaines continentaux (vue générale de la Terre) entre la fin de l'Archéen et aujourd'hui.

Nous avons vu, au travers de l'étude de ces granitoïdes, que ce magmatisme est caractérisé par un signal géochimique trahissant clairement un recyclage crustal prédominant. Néanmoins, la genèse des sanukitoïdes « vrais » et « marginaux », ainsi que tous leurs équivalents post-archéens (magmas magnésio-potassiques, granitoïdes calco-alcalins potassiques de « type I », granites de « type A oxydés »...), nécessite la contribution, fût-elle mineure, d'un composant mantellique. Ces granitoïdes sont donc partiellement juvéniles, et au regard de leur abondance, représentent donc l'unique addition juvénile nette au volume crustal depuis la fin de l'Archéen.

Ces considérations expliquent bien la composition chimique particulière de la croûte. En effet, celle-ci a toujours été problématique, car elle est globalement intermédiaire (~60 pds.% SiO₂) et donc, n'est pas à l'équilibre avec un résidu mantellique ultramafique. Comme nous l'avons vu (Chapitre 4), les sanukitoïdes et leurs homologues post-archéens présentent des compositions très proches de celle de la croûte dans son ensemble, ce qui permet de résoudre ce paradoxe. En effet, les études expérimentales ont montré que ce type de magmas intermédiaires, hydratés et saturés en silice pouvaient être à l'équilibre avec le manteau, mais, dans tous les cas, un manteau « modifié », enrichi en eau et d'autres éléments incompatibles. Ainsi, depuis la fin de l'Archéen, la croûte continentale n'est pas extraite à partir d'un manteau « normal », mais d'un manteau enrichi en éléments incompatibles, ces derniers provenant eux-mêmes du recyclage de croûte plus ancienne.

Conclusion générale

La croûte continentale terrestre constitue la spécificité de la Terre parmi les autres planètes telluriques du système solaire. Elle est extraite à partir du manteau terrestre pratiquement depuis la formation de notre planète et, étant essentiellement constituée de matériaux quartzo-feldspathiques, de faible densité et donc difficilement recyclables dans le manteau, elle représente un enregistrement géologique pratiquement continu depuis 4 milliards d'années. Par conséquent, elle constitue une archive très puissante de l'histoire géologique de notre planète, et son étude permet de comprendre l'évolution des mécanismes géodynamiques qui y siègent depuis sa formation.

L'étude systématique de la composition de la croûte continentale en fonction de son âge révèle un changement majeur vers 2500 Ma, c'est-à-dire au niveau de la transition Archéen-Protérozoïque. En particulier, la nature et la géochimie des granitoïdes qui constituent l'ossature de la croûte continentale ont significativement évolué à cette période. Pendant l'Archéen, il s'agit essentiellement de roches sodiques ($K_2O/Na_2O < 1$) de la série TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite), dont la composition est très différente de celles des granitoïdes potassiques ($K_2O/Na_2O > 1$) post-archéens. En plus de ces différences d'ordre pétrographique et géochimique, l'enregistrement géologique est très contrasté de part et d'autre de la transition Archéen-Protérozoïque, en ce qui concerne le régime thermique et les gradients métamorphiques qui en résultent, ainsi que les associations lithologiques et les structures qui caractérisent la croûte continentale. Il apparaît donc que les mécanismes de genèse et d'évolution de cette dernière ont changé à la fin de l'Archéen, et le but de ce travail de thèse fut de comprendre les modalités et les causes de ces changements géodynamiques, et leur rôle dans l'évolution globale de la croûte continentale.

Dans tous les terrains tardi-archéens à travers le monde, se mettent en place une variété de granitoïdes dont la composition contraste avec celle des TTG mis en place au préalable, et qui témoignent donc vraisemblablement de l'évolution des mécanismes pétrogénétiques de cette période. Ces granitoïdes sont assez bien caractérisés, en particulier les sanukitoïdes, qui constituent une famille de roches plutoniques allant des diorites aux granites, dont les compositions sont très particulières et assez paradoxales. En effet, les sanukitoïdes sont à la

fois magnésiens ($Mg\# > 0.45$) et présentent des concentrations élevées en éléments de transition (V, Cr, Co, Ni), mais sont aussi extrêmement riches en éléments incompatibles (LILE, HFSE, REE) et en potassium. Les travaux menés pendant les deux dernières décennies ont mis en évidence que cette signature géochimique ambivalente provenait de l'hybridation entre une peridotite mantellique et un liquide felsique riche en éléments incompatibles, dont la composition est identique à celle des TTG.

Toutefois, ces matériaux présentent une certaine diversité sur le plan pétrographique et géochimique, qui reste assez énigmatique, au même titre que leur signification globale pour les changements pétrogénétiques à la transition Archéen-Protérozoïque. De plus, ils sont systématiquement associés à une variété d'autres granitoïdes, apparemment d'origine différente, et les implications géodynamiques de cette association n'ont pas encore fait l'objet d'une étude détaillée. Ainsi, au travers de l'étude du magmatisme tardi-archéen au niveau de la marge Nord du craton du Kaapvaal, en Afrique du Sud, nous avons tenté d'apporter des réponses à ces questions.

1. L'origine des sanukitoïdes

La pétrogenèse des sanukitoïdes tardi-archéens a été appréhendée par des travaux menés sur le pluton tardi-archéen (~2590 Ma) de Bulai, intrusif dans la Zone Centrale de la ceinture du Limpopo, et par le biais d'une modélisation géochimique visant à comprendre la diversité des sanukitoïdes mondiaux. Ces études ont permis d'éclaircir les mécanismes pétrogénétiques à l'origine d'une part, des termes mafiques (diorites) de la suite sanukitoïde, et, d'autre part, de ses termes felsiques (granodiorites et granites).

→ Les termes les moins différenciés de la suite sanukitoïde proviennent d'un manteau ayant interagi avec un composant riche en éléments incompatibles, mais celui-ci n'est pas forcément de composition TTG. Il peut également s'agir d'un liquide ou un fluide issu de la fusion/déshydratation de roches sédimentaires détritiques. De plus, nous avons montré que la variabilité géochimique au sein du groupe des sanukitoïdes provenait, au premier ordre, de la nature du mécanisme d'hybridation au niveau mantellique, qui peut avoir lieu en un seul stade (assimilation de péridotite par le liquide felsique percolant dans le manteau) ou en deux stades (fusion d'un assemblage métasomatique de péridotite/pyroxénite à amphibole et phlogopite,

produit par la consommation du liquide au cours des interactions). Ces deux mécanismes expliquent très bien la dichotomie entre les deux groupes géochimiques de sanukitoïdes, respectivement les *low-Ti* et *high-Ti*. La nature de l'agent métasomatique permet de rendre compte de variations de second ordre dans l'un ou l'autre de ces deux groupes.

→ Sur le terrain, les sanukitoïdes constituent souvent des complexes magmatiques composites, où dominent souvent les roches felsiques ($\text{SiO}_2 > 60$ pds.%). Nous avons démontré que celles-ci dérivait de la différenciation du composant d'origine mantellique sans contribution significative de croûte préexistante. Cette différenciation a lieu potentiellement par fusion partielle mais, plus probablement, par cristallisation d'assemblages dominés par le plagioclase et l'amphibole, couplée à des processus de mélange avec des liquides granitiques. L'ensemble des sanukitoïdes, et pas seulement les termes les moins différenciés, peuvent donc être considérés comme des additions juvéniles significatives au volume crustal, expliquant le pic de croissance de croûte de la fin de l'Archéen.

En dépit de leur diversité pétrographique et de leur variabilité géochimique, tous les sanukitoïdes sont donc apparentés par un mécanisme pétrogénétique commun : l'interaction, au niveau mantellique, entre une péridotite et un composant riche en éléments incompatibles. Les magmas qui en résultent se différencient au niveau crustal pour donner naissance à la suite sanukitoïde, sans contribution majeure de matériel felsique préexistant.

2. Les autres granitoïdes tardi-archéens

Notre caractérisation des roches granitiques qui jalonnent la marge Nord du craton du Kaapvaal a permis de clarifier la typologie du magmatisme tardi-archéen. En effet, outre les sanukitoïdes, celui-ci est caractérisé par deux autres groupes de granitoïdes, qui se distinguent par des mécanismes pétrogénétiques particuliers :

→ De nombreux granites (au sens strict, c'est-à-dire des roches à plus de 65 pds.% de SiO_2) proviennent clairement de la **fusion de matériel crustal** préexistant. Etant donné que la croûte archéenne est constituée de TTG pour plus de la moitié de son volume, ces granites sont essentiellement issus du recyclage de ces derniers. Dans le cas du craton du Kaapvaal, ces matériaux sont représentés par les granites de « type T », comme ceux du batholite de Turfloop. Toutefois, certains de ces granites présentent aussi des compositions compatibles

avec des liquides issus de la fusion de sédiments (granites peralumineux, de type S) et, plus rarement, de croûte mafique (granites peralcalins, de type A).

→ Certains granitoïdes tardi-archéens sont, quant à eux, issus des **interactions entre sanukitoïdes et granites de fusion crustale**. Ils présentent souvent une signature géochimique assez proche de celle des sanukitoïdes, mais altérée par ces interactions, aussi ont-ils été désignés sous le nom de sanukitoïdes « marginaux » dans le cadre de ce travail. En Afrique du Sud, ils sont représentés par les plutons de Mashashane, Matlala, Matok et Moletsi, qui présentent des affinités mixtes entre les sanukitoïdes et les granites ferreux et oxydés de type A qui se mettent massivement en place au Protérozoïque. Les granodiorites et monzogranites constituant l'essentiel du volume de ces plutons proviennent de la différenciation par cristallisation fractionnée d'un unique composant parental, de composition intermédiaire, issu du mélange entre des sanukitoïdes et des liquides dérivant de la fusion d'amphibolites en base de croûte.

Ces sanukitoïdes « marginaux » constituent une famille de roches plutoniques très diversifiée. En effet, dans d'autres cratons (province du Supérieur, bouclier Baltique, craton Amazonien...), ils présentent des compositions bien différentes de leurs homologues sud-africains. Ces différences résultent de l'implication potentielle d'une large gamme de sources (TTG, sédiments, roches mafiques) dans l'origine du composant « crustal », dont la nature est très différente d'un craton à l'autre. Toutefois, ils tracent tous les mêmes processus pétrogénétiques, à savoir la contribution contemporaine, dans la genèse des granitoïdes tardi-archéens, d'un manteau enrichi en éléments incompatibles et de processus de différenciation intracrustale.

3. L'évolution spatio-temporelle du magmatisme tardi-Archéen

A la marge Nord du Kaapvaal, la mise en place de ces granitoïdes typiques de l'enregistrement tardi-archéen se fait au cours d'une période de temps relativement courte (~100 Ma). Celle-ci contraste, non seulement en termes de durée, mais aussi en ce qui concerne les mécanismes pétrogénétiques mis en jeu, avec les processus archéens. En effet, elle suit une phase beaucoup plus longue (~500 Ma) au cours de laquelle se mettent en place, en plusieurs épisodes discrets, des granitoïdes appartenant tous à la série TTG. Ceux-ci

proviennent tous de la fusion, à des profondeurs variées, de matériel metabasaltique, alors que les granitoïdes tardi-archéens impliquent le recyclage d'une grande diversité de lithologies crustales (TTG, mais aussi amphibolites et, dans une moindre mesure, métasédiments avec le granite de Lekkersmaak) ainsi que la contribution d'un manteau enrichi dans la genèse des magmas de Mashashane, Matlala, Matok et Moletsi. De plus, ces granitoïdes tardi-archéens sont associés au développement de grandes zones de suture linéaires, et de structures témoignant de la focalisation progressive de la déformation, alors que les TTG se mettent en place indifféremment sur de grandes surfaces et présentent une déformation pénétrative qui les affecte dans l'ensemble de leur volume.

Cette évolution spatio-temporelle est reproduite, à quelques détails près et de manière diachrone, dans tous les cratons archéens à travers le globe. En effet, entre 3000 et 2500 Ma, ceux-ci sont caractérisés, comme le craton du Kaapvaal, par la mise en place en un laps de temps très court (< 120 Ma) d'une variété de magmas provenant à la fois de la fusion de croûte préexistante, de la contribution d'un manteau hybride, et de granitoïdes issus des interactions entre les deux. Celle-ci suit une période plus longue (200–500 Ma) où le magmatisme est presque exclusivement représenté par la production de TTG. Par conséquent, l'évolution du magmatisme crustal suit un schéma extrêmement systématique, dont la chronologie et les modalités diffèrent légèrement d'un craton à l'autre mais qui survient, à l'échelle globale, entre 2500 et 3000 Ma.

4. L'initiation de la tectonique des plaques moderne

L'association très caractéristique, à la fin de l'Archéen, de magmas provenant d'un manteau enrichi d'une part, et de la fusion de croûte préexistante, d'autre part, rappelle clairement l'enregistrement magmatique typique de la fin des épisodes orogéniques modernes. Ceux-ci résultent en général de la fermeture d'un océan suivie par la collision de deux masses continentales : par conséquent, l'évolution spatio-temporelle du magmatisme à la fin de l'Archéen, au sein d'un craton donné, est cohérente avec l'initiation de cycles de subduction-collision semblables à leurs homologues « actuels ». Selon cette interprétation, les TTG tardi-archéens sont produits par fusion de la plaque plongeante pendant la subduction ; ensuite, au cours de la collision et de l'exhumation, une variété de granitoïdes potassiques sont produits à

la fois par recyclage de la croûte lié à l'épisode orogénique, et par la contribution du manteau enrichi pendant l'épisode de subduction.

Cette évolution très systématique plaide donc en faveur de l'initiation d'une forme de tectonique des plaques plus proche du régime actuel que des mécanismes archéens. Étant donné sa manifestation à l'échelle mondiale, au cours d'une période assez courte (2500–3000 Ma) au regard de l'histoire géologique de la Terre, cette transition dans les processus tectoniques est vraisemblablement liée à l'évolution d'un paramètre très global : le refroidissement progressif de notre planète. Celui-ci a induit, à la fin de l'Archéen, un « effet de seuil » dans l'évolution de certains paramètres dont l'influence est plus localisée, tels que la température, l'épaisseur et la rhéologie de l'écorce terrestre, les variations hypsométriques des domaines continentaux ainsi que la productivité de croûte juvénile. L'évolution conjointe de l'ensemble de ces paramètres permet d'expliquer les différences qui affectent l'enregistrement géologique de part et d'autre de la transition Archéen-Protérozoïque.

Ces considérations permettent de dresser un schéma d'évolution séculaire de la croûte continentale. Pendant l'Archéen, celle-ci a été extraite massivement du manteau, comme en témoigne la prédominance des TTG, des magmas d'origine principalement juvénile. L'évolution de l'enregistrement magmatique à la transition Archéen-Protérozoïque marque la diminution de la productivité juvénile et, en parallèle, l'importance croissante des processus de recyclage. Ceux-ci opèrent à la fois par différenciation intracrustale et par introduction de matériel continental dans le manteau *via* un cycle d'érosion, sédimentation et subduction. En effet, une partie de ce matériel est mis à contribution, par le biais d'interactions avec le manteau, pour produire les sanukitoïdes et leurs équivalents post-archéens. D'autre part, ces magmas, ainsi que leurs produits de différenciation, constituent pratiquement les seules additions juvéniles au volume crustal depuis la fin de l'Archéen. Ainsi, leur origine impliquant un manteau modifié par l'adjonction de composants « enrichis » permet de rendre compte de la composition particulière de la croûte continentale.

Bibliographie générale

A

- Abbott D., Drury, R., Smith, H.F.S., 1994. Flat to steep transition in subduction style. *Geology* 22, 937–940.
- Adam J., Green T.H., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152(1), 1–17.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Dias, S.B., Althoff, F.J., 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite–granite suites: Evidence from the Rio Maria terrane and implications for granite magmatism in the Archean. *Lithos* 120, 235–257.
- Altermann, W. and Lenhardt, N., 2012. The volcano-sedimentary succession of the Archean Sodium Group, Ventersdorp Supergroup, South Africa: Volcanology, sedimentology and geochemistry. *Precambrian Research* 214–215, 60–81.
- Althoff, F.J., Barbey, P., Boullier, A.M., 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research* 104, 187–206.
- Anderson, J.L., Bender, E.E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos* 23, 19–52.
- Anderson, J.L., Morrison, J., 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos* 80, 45–60.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist* 80, 549–559.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Wooden, J.L., Mazdab, F., 2008. Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 121–142.
- Andreoli, M.A.G., Coetzee, H., Hart, R., Ashwal, L.D., Huizenga, J.M., Smit, C.A., Brandl, G., Grantham, G., 2003. The Erlink paradox: high-U granulites, low-U amphibolites facies gneisses in the mobile belts of Southern Africa. In: Cuney, M. (ed.), *Proceedings of International Conference on Uranium Geochemistry*, Nancy, France, April 13–16, 2003, Université de Nancy, France, 47–50.
- Anhaeusser, C.R., 1983. The geology of the Schapenburg greenstone remnant and surrounding Archaean granitic terrane south of Badplaas, eastern Transvaal. *Special Publication of the Geological Society of South Africa* 9, 31–44.
- Anhaeusser, C.R. and Robb, L.J., 1983. Chemical and petrogenetic characteristics of Archaean tonalite-trondhjemite gneiss plutons in the Barberton Mountain Land. *Special Publication of the Geological Society of South Africa* 9, 103–116.
- Annen J., Blundy J.D., Sparks S.J., 2006. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505–539.
- Arculus R.J., 1994. Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.
- Armstrong, R.L., 1981. Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental-growth Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 301, 443–472.
- Armstrong, R.L., 1991. The persistent myth of crustal growth. *Australian Journal of Earth Sciences* 38, 613–630.
- Armstrong, R.A., Compston, W., Retief, E.A., Williams, I.S., Welke, H.J., 1991. Zircon ion microprobe studies bearing on the age and evolution of the Witwatersrand triad. *Precambrian Research* 53, 243–266.
- Armstrong, R.A., Compston, W., de Wit, M.J., and Williams, I.S., 1990. The stratigraphy of the 3.5–3.2 Ga Barberton greenstone belt revisited: a single zircon ion microprobe study. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 90–106.
- Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes S.J., 2008. *Komatiite*. Cambridge University Press, Cambridge. 467 pp.
- Asiedu D.K., Dampare S.B., Asamoah Sarkyi P., Banoeng-Yakubo B., Osae S., Nyarko B.J.B., Manu J., 2004. Geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Birim diamondiferous field, southern Ghana: Implications for provenance and crustal evolution at the Archean-Proterozoic boundary. *Geochemical Journal* 38, 215–228.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144–146.
- Audétat A., Keppler H., 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell. *Earth and Planetary Science Letters* 232, 393–402.

B

- Bahnemann K. P., 1973. The origin of the Singelele Granite Gneiss, near Messina, northern Transvaal. *Special Publication of the Geological Society of South Africa* 3, 235–244.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barbarin B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80 (1–4), 155–177.
- Barbey, P., and Martin, H., 1987. The role of komatiites in plate tectonics. Evidence from the Archaean and early Proterozoic crust in the eastern Baltic shield. *Precambrian Research* 35, 1–14.
- Barker, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F. (ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*, Elsevier, Amsterdam, 1–12.

- Barker F., Arth J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4(10), 596–600.
- Barley, M.E., 1997. The Pilbara Craton. In: *Greenstone Belts* (M.J. de Wit and L.D. Ashwal, eds.), pp. 657–664. Oxford University Press, Oxford.
- Barton J.M., 1996. The Messina Layered Intrusion, Limpopo Belt, South Africa: an example of in-situ contamination of an Archean anorthosite complex by continental crust. *Precambrian Research* 78, 139–150.
- Barton, J. M. Jr., Doig, R., Smith, C. B., Bohlender, F., and Van Reenen, D. D., 1992. Isotopic and REE characteristics of the intrusive charnoenderbite and enderbite geographically associated with the Matok Pluton, Limpopo Belt, southern Africa. *Precambrian Research*, 55(1-4), 451-467.
- Barton J. M., Fripp R.E.P., Horrocks P., McLean N., 1979. The geology, age and tectonic setting of the Messina Layered Intrusion, Limpopo Mobile Belt, Southern Africa. *American Journal of Science* 279, 1108–1134.
- Barton J.M., Holzer L., Kamber B., Doig R., Kramers J.D., Nyfeler D., 1994. Discrete metamorphic events in the Limpopo Belt, southern Africa: implications for the application of P-T paths in complex metamorphic terrains. *Geology* 22, 1035–1038.
- Barton J.M. and Key R.M., 1981. The tectonic development of the Limpopo Mobile Belt and the evolution of the Archean cratons of southern Africa. In: A. Kröner (Editor), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 185-212.
- Barton J.M., Sergeev S., 1997. High precision, U-Pb analyses of single grains of zircon from quartzite in the Beitbridge Group yield a discordia. *South African Journal of Geology* 100, 37–42.
- Barton J.M., Van Reenen D.D., 1992. When was the Limpopo orogeny? *Precambrian Research* 55, 7–16.
- Barton, J.M., Ryan, B.D., Fripp, R.E.P., 1983. Rb-Sr and U-Th-Pb isotopic studies of the Sand River Gneisses, Central Zone, Limpopo Mobile Belt. In: van Biljon, W.J. and Legg, J.H. (eds.), *The Limpopo Belt*. Special Publication of the Geological Society of South Africa 8, 9–18.
- Beard J.S. and Lofgren G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar. *Journal of Petrology* 32(2), 365–401.
- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70, 1188–1214.
- Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003. Archean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada : an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research* 127, 61–87.
- Bédard, J.H., Harris, L.B., Thurston, P., 2012. The hunting of the snArc. *Precambrian Research*, doi:10.1016/j.precamres.2012.04.001.
- Belcher, R.W., Kisters, A.F.M., Poujol, M., Stevens, G., 2005. Structural emplacement of the 3.2 Ga Nelshoogte pluton: implications for the origin of dome and keel structures in the Barberton granite-greenstone terrain. In *Geocongress*, Durban.
- Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119(3–4), 457–466.
- Berger, J., Féménias, O., Ohnenstetter, D., Bruguier, O., Plissart, G., Mercier, J.C.C., Demaiffe, D., 2010. New occurrence of UHP eclogites in Limousin (French Massif Central): Age, tectonic setting and fluid-rock interactions. *Lithos* 118(3–4), 365–382.
- Berger M., Kramers J. D., Nägler T. F., 1995. An Archean high grade province adjacent to a granite greenstone terrain: geochemistry and geochronology of charnoenderbites in the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and genetic models. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 75, 17–42.
- Berger M., Rollinson H., 1997. Isotopic and geochemical evidence for crust-mantle interaction during late Archean crustal growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(22), 4809–4829.
- Bibikova, E.V., Lobach-Zhuchenko, S.B., Artemenko, G.B., Claesson, S., Kovalenko, A.V., Krylov, I.N., 2008. Late Archean Magmatic Complexes of the Azov Terrane, Ukrainian Shield: Geological Setting, Isotopic Age, and Sources of Material. *Petrology* 16(3), 211–231.
- Bibikova, E.V., Petrova, A., Claesson, S., 2005. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons. *Lithos* 79, 129–145.
- Bickle, M. J., 1986. Implications of melting for stabilisation of the lithosphere and heat loss in the Archean, Earth and Planetary Science Letters 80, 314–324.
- Blais, S., Auvray, B., Bertrand, J.M., Capdevila, R., Hameurt, J., Vidal, P., 1977. Les grands traits géologiques de la ceinture archéenne de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo (Finlande orientale). *Bulletin de la Société Géologique de France* 19, 1033–1039.
- Blais S., Martin H. and Jégouzo P., 1997. Reliques d'une croûte océanique archéenne en Finlande orientale. *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences Paris (Sciences de la Terre et des Planètes)* 325, 397–402.
- Blake, T.S. and Groves, D.I., 1987. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology* 15(3), 229–232.
- Bleeker, W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71, 99–134.
- Blenkinsop, T. G., Kröner, A., Chiwara, V., 2004. Single stage, late Archean exhumation of granulites in the Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe, and relevance to gold mineralization at Renco Mine. *South African Journal of Geology* 107, 377–396.
- Blundy J.D. and Holland T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208–224.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J.-P., Vander Auwera, J., 2003. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites. *Precambrian Research* 124, 149–184.

- Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J., 2006. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): Implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology* 47(12), 2405–2431.
- Bohlender, F., 1991. Igneous and metamorphic charnockitic rocks associated with the Matok pluton and their significance in the Limpopo orogeny. Ph.D. thesis, Rand Afrikaans University, Johannesburg, South Africa.
- Bohlender, F., Van Reenen, D. D., and Barton, J. M. Jr., 1992. Evidence for metamorphic and igneous charnockites in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55(1-4), 429–449.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45–70.
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78, 1–24.
- Boshoff, R., 2004. Formation of major fold types during distinct geological events in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa: new structural, metamorphic and geochronologic data. M.Sc. Thesis, Rand Afrikaans University, Johannesburg.
- Boshoff R., Van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L., Kramers J.D., Armstrong R., 2006. Geologic History of the Central Zone of the Limpopo Complex: The West Alldays Area. *The Journal of Geology* 114, 699–716.
- Bouhallier, H., Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: the Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Science Letters* 135, 57–75.
- Bowring, S.A. and Williams, I.S., 1999. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 3–16.
- Boyd F. R., 1989. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 96, 15–26.
- Boyd F. R., 1997. Origins of peridotite xenoliths: major element considerations. In *Short Course on High P and T Research on the Lithosphere*. University of Sienna. pp. 89–106.
- Boyd, F.R., Gurney, J.J., Richardson, S.H., 1985. Evidence for a 150–200-km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* 315, 387–389.
- Brandl, G., 1986. The geology of the Pietersburg area. Explanation of the geological map of South Africa, scale 1:250000, sheet 2328. Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- Brandl, G., 1987. The geology of the Tzaneen area. Explanation of the geological map of South Africa, scale 1:250000, sheet 2330. Ed. by the Geological Survey of South Africa.
- Brandl G., 1990. Geological setting, petrography and geochemistry of the Alldays Gneiss and associated mafic dykes, Limpopo Belt, South Africa. In : Barton J.M. (editor), *Extended Abstracts, the Limpopo Belt: A Field Workshop on Granulites and Deep Crustal Tectonics*. Department of Geology, Rand Afrikaans University, Johannesburg, pp. 22–25.
- Brandl, G. and de Wit, M.J., 1997. The Kaapvaal Craton, South Africa. In: *Greenstone Belts* (M.J. de Wit and L.D. Ashwal, eds.), Oxford Monograph on Geology and Geophysics 35, 581–608. Clarendon Press, Oxford.
- Brandl, G., Jaeckel, P., and Kröner, A., 1996. Single zircon age for the felsic Rubbervale Formation, Murchison greenstone belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 99(3), 229–234.
- Brandl, G., and Kröner, A., 1993. Preliminary results of single zircon studies from various archaean rocks of the northeastern Transvaal. Ext. Abstr. 16th International Colloquium of African Geology, Mbabane, Swaziland (pp. 54–56).
- Breaks F.W. and Moore J.M., 1992. The Ghost Lake batholith, Superior Province of Northwestern Ontario: a fertile, S-type, peraluminous granite – rare-element pegmatite system. *Canadian Mineralogist* 30, 835–875.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts, *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 327–339.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa : Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331–3350.
- Breuer, D. and Spohn, T., 1995. Possible flush instability in mantle convection at the Archaean-Proterozoic transition. *Nature* 378, 608–610.
- Brown M., 2006. A duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology* 34, 961–964.
- Brown M., 2007. Metamorphism, Plate Tectonics and the Supercontinent Cycle. *Earth Science Frontiers* 14(1), 1–18.
- Buick I.S., Hermann J., Williams I.S., Gibson R.G., Rubatto D., 2006. A SHRIMP U–Pb and LA-ICP-MS trace element study of the petrogenesis of garnet–cordierite–orthoamphibole gneisses from the Central Zone of the Limpopo belt, South Africa. *Lithos* 88, 150–172.
- Buick I.S., Williams I.S., Gibson R.L., Cartwright I., Miller J.A., 2003. Carbon and U–Pb evidence for a Palaeoproterozoic crustal component in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 160(4), 601–612.
- Button, A., Pretorius, D.A., Jansen, H., Stockmayer, V., Hunter, D.R., Wilson, J.F., Wilson, A.H., Vermaak, C.F., Lee, C.A., Stagman, J.G., 1981. The cratonic environment. In: D.R. Hunter (Editor), *Precambrian of the Southern Hemisphere*. Elsevier, Amsterdam, 501–639.

C

- Cagnard F., Barbey P., Gapais D., 2011. Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt. *Precambrian Research* 187, 127–142.
- Cagnard F., Brun J.-P., Gapais D., 2006b. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics* 421, 145–160.
- Cagnard F., Gapais D., Barbey P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: the example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian Research* 154, 125–141.
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos* 66, 77–105.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J., and Ludden, J.N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the superior Province. *Nature* 375, 670–673.
- Campbell, I.H. and Allen, C.M. 2008. Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen. *Nature Geoscience* 1, 554–558.
- Card, K.D., Gupta, V.K., McGarth, P.H. and Grant, F.S., 1984. The Sudbury structure: its regional geological and geophysical setting. In: Pye E.G., Naldrett A.J. and Giblin P.E. (eds.), *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*. Geological Survey of Ontario, Special Volume 1, 25–43.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canada shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48, 99–156.
- Carlson, R. W., Pearson, D. G., and James, D. E., 2005. Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle: Reviews of Geophysics 43, RG1001, 10.1029/2004RG000156.
- Cassidy, K.F., Barley, M.E., Groves, D.I., Perring, C.S., Hallberg, J.A., 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids of the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research* 51, 51–83.
- Cawood P.A., Kröner A., Pisarevsky S., 2006. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today* 16(7), 4–11.
- Cawthorn, R.G., and Webb S.J., 2001. Connectivity between the western and eastern limbs of the Bushveld Complex, *Tectonophysics* 330, 195–209.
- Champion, D.C. and Sheraton, J.W., 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precambrian Research* 83(1–3), 109–132.
- Champion, D.C. and Smithies, R.H., 1999. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia: secular changes. In: Barbarin, B. (ed.), *The Origin of Granites and Related Rocks—IVth Hutton Symposium Abstracts Doc. BRGM 290*, p. 137.
- Champion, D.C., Smithies, R.H., 2007. Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. In: van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (eds.), *Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, 369–410.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell B.W. and White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)* 83, 1–26.
- Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D., 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *Journal of Petrology* 28(6), 1111–1138.
- Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes : exemples naturels et modélisations thermodynamiques. Thèse de doctorat, Université de Rennes, 257 pp.
- Chardon D., Choukroune P., Jayananda M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India). *Journal of Structural Geology* 18, 991–1004.
- Chardon D., Gapais D., Cagnard F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477(3–4), 105–118.
- Chavagnac, V., Kramers, J.D., Nägler, T.F., Holzer, L., 2001. The behaviour of Nd and Pb isotopes during 2.0 Ga migmatization in paragneisses of the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa and Botswana). *Precambrian Research* 112, 51–86.
- Chen B. And Jahn B., 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China; Nd–Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 691–703.
- Cheney, E.S., Roering, C., Winter, H.R., 1990. The Archean-Proterozoic boundary in the Kaapvaal Province of Southern Africa. *Precambrian Research* 46(4), 329–340.
- Choukroune P., Bouhallier H., Arndt N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Early Precambrian Processes*. Geological Society Special Publications 95, 67–86.
- Christophides G., Perugini D., Koroneos A., Soldatos T., Poli G., Eleftheriadis G., Del Moro A., Neiva A.M., 2007. Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). *Lithos* 95, 243–266.
- Clemens J.D. and Watkins J.M., 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 600–606.
- Clemens J.D., Darbyshire D.P.F., Flinders J., 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: The Arrochar and Garabal Hill–Glen Fyne complexes, Scotland. *Lithos* 112, 524–542.

- Clemens J.D., Droop G.T.R., Stevens G., 1997. High-grade metamorphism, dehydrations and crustal melting: a reinvestigation based on new experiments in the silica-saturated portion of the system $\text{KAlO}_2\text{-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ at P B 1.5 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129, 308–325.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of the A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71, 317–324.
- Clemens J.D., Stevens G., Farina F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites and the clinopyroxene-ilmenite connexion. *Lithos* 126, 174–181.
- Cloete, M., 1999. Aspects of volcanism and metamorphism of the Onverwacht group lavas in the southwestern portion of the Barberton greenstone belt. *Memoir of the Geological Survey of South Africa* 84.
- Cloud, P. E., 1972. A working model of the primitive Earth, *American Journal of Science* 272, 537–548.
- Compston, W. and Kröner, A., 1988. Multiple zircon growth within early Archean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth and Planetary Science Letters* 87, 13–28.
- Conceição, R.V. and Green, D.H., Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite ilherzolite. *Lithos* 72, 209–229.
- Condie K.C., 1981. Archean Greenstone Belts. In B.F. Windley (editor), *Developments in Precambrian Geology* 3, 434 pp.
- Condie K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23(1-2), 1–18.
- Condie K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104, 1–37.
- Condie K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann, Oxford, UK.
- Condie K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters* 163, 97–108.
- Condie K.C. and Aster R.C., 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research* 180, 227–236.
- Condie K.C. and O'Neill C., 2010. The Archean-Proterozoic boundary: 500 my of tectonic transition in Earth history. *American Journal of Science* 310, 775–790.
- Condie K. C., DesMarais D. J. and Abbott D. 2001. Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research* 106, 239–260.
- Condie, K.C., O'Neill, C., Aster, R.C., 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 282(1–4), 294–298.
- Corfu F., Krogh T.E., Kwok Y.Y., Marmont S., Jensen L.S., 1989. U-Pb zircon geochronology in the south-western Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1747–1763.
- Costa F., Scaillet B., Pichavant M., 2004. Petrological and experimental constraints on the pre-eruptive conditions of Holocene dacite from Volcán San Pedro (36°S, Chilean Andes) and the importance of sulphur in silicic subduction-related magmas. *Journal of Petrology* 45, 855–881.
- Cribb J.W. and Barton M., 1996. Geochemical effects of decoupled fractional crystallization and crustal assimilation. *Lithos* 37, 293–307.
- Crow, C., Condie, K.C., 1988. Geochemistry and origin of the late Archean volcanics from the Ventersdorp Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* 42, 19–37.

D

- Dall'Agnol, R. and Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999a. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40(11), 1673–1698.
- Dall'Agnol, R., Râmo, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B., 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* 46, 431–462.
- Dalpe C., Baker D.R., 2000. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 233–250.
- Davidson, J.P., 1987. Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2185–2198.
- Davies G.F., 1995. Punctuated tectonic evolution of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 363–379.
- Davies G.F., 2009. Effect of plate bending on the Urey ratio and the thermal evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 513–518.
- Davis, W.J., Bleeker, W., 1999. Timing of plutonism, deformation and metamorphism in the Yellowknife domain, Slave Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1169–1187.
- Davis, W.J., Hegner, E., 1992. Neodymium isotopic evidence for the accretionary development of the Late Archean Slave Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, 493–503.
- Day, W.C. and Weiblen, P.W., 1986. Origin of late-Archean granite: geochemical evidence from the Vermilion granitic complex of Northern Minnesota. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 283–296.

- Debon, F. and Lemmet, M., 1999. Evolution of Fe/Mg Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massif of the Alps (France, Italy, Switzerland). *Journal of Petrology* 40(7), 1151–1185.
- Defant M.J. and Drummond M.S., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95(B-13), 21503–21521.
- Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of the Geological Society of London* 149(4), 569–579.
- dePaolo D.J., 1981a. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189–202.
- dePaolo D.J., 1981b. A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86(B11), 10470–10488.
- de Beer, J.H., Stettler, E.H., du Plessis, J.G., Blume, J., 1988. The deep structure of the Barberton greenstone belt: a geophysical study. *South African Journal of Geology* 91, 184–197.
- de Ronde, C.E.J. and de Wit, M.J., 1994. Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archean crustal evolution. *Tectonics* 13, 983–1015.
- de Wit, M.J. and Hart, R.A., 1993. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos* 30(3–4), 309–335.
- de Wit, M. J., Armstrong, R. A., Kamo, S. L., and Erlank, A. J., 1993. Gold-bearing sediments in the Pietersburg greenstone belt: age equivalents of the Witwatersrand Supergroup sediments, South Africa. *Economic Geology*, 88, 1242–1252.
- de Wit, M.J., Hart, R.A., Hart, R.J., 1987. The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences* 6, 681–730.
- de Wit, M. J., Roering, C., Hart, R. J., Armstrong, R. A., de Ronde, R. E. J., Green, R. W., Tredoux, M., *et al.*, 1992a. Formation of an Archean continent. *Nature* 357, 553–562.
- De Wit, M.J., van Reenen, D.D., Roering, C., 1992b. Geologic observations across a tectono-metamorphic boundary in the Babangu area, Giyani (Sutherland) Greenstone Belt, South Africa. *Precambrian Research* 55, 111–122.
- Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D., 2011. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science* 335, 1334–1336.
- Didier, J., Duthou, J.L., Lameyre, J., 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 125–132.
- Diener, J., Stevens, G., Kisters, A.F.M., Poujol, M., 2005. Metamorphism and exhumation of the basal parts of the Barberton Greenstone Belt, South Africa : Constraining the rates of mid-Archean tectonism. *Precambrian Research* 143, 87–112.
- Ducea, M., Saleeby, J., 1998. A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada, California. *International Geological Reviews* 40, 78–93.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N., 2007. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 452–480.
- Durrheim, R.J. and Mooney, W.D., 1991. Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology. *Geology* 19(6), 606–609.
- Durrheim, R. J., Barker, W. H., and Green, R. W., 1992. Seismic studies in the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, 55(1–4), 187–200.
- Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J. and Vialette, Y., 1984. Paleozoic Granitoids from the French Massif Central – Age and Origin Studied by ^{87}Rb – ^{87}Sr System. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35(1–3), 131–144.
- du Toit, M. C., Van Reenen, D. D., and Roering, C., 1983. Some aspects of the geology, structure and metamorphism of the Southern marginal zone of the Limpopo metamorphic complex. *Special Publication of the Geological Society of South Africa* 8, 121–142.
- Dziggel, A., Armstrong, R.A., Stevens, G., Nasdala, L., 2005. Growth of zircon and titanite during metamorphism in the granitoid-gneiss terrain south of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Mineralogical Magazine* 69, 1021–1038.
- Dziggel, A., Knipfer, S., Kisters, A.F.M., Meyer, F.M., 2006. *P–T* and structural evolution during exhumation of high-*T*, medium-*P* basement rocks in the Barberton Mountain Land, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology* 24(7), 535–551.
- Dziggel, A., Stevens, G., Poujol, M., Anhaeusser, C.R., Armstrong, R.A., 2002. Metamorphism of the granite – greenstone terrane south of the Barberton greenstone belt, South Africa: an insight into the tectono-thermal evolution of the ‘lower’ portions of the Onverwacht Group. *Precambrian Research* 114(3–4), 221–247.

E

- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- Echeverria L.M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 253–266.
- Eglington, B. M., and Armstrong, R. A., 2004. The Kaapvaal Craton and adjacent orogens , southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the craton. *South African Journal of Geology*, 107, 13–32.

- Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G., Stickney D. M., and Cray E. J., 1974. Crustal evolution and global tectonics, a petrogenic view. *Bulletin of the Geological Society of America* 85, 843–858.
- England P. and Bickle M., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *The Journal of Geology* 92(4), 353–367.
- Ellam R.M., Hawkesworth C.J., 1988. Is average continental crust generated at subduction zones? *Geology* 16, 314–317.
- Ellis, S., Beaumont, C., Jamieson, R.A., Quinlan, G., 1998. Continental collision including a weak zone: the vice model and its application to the Newfoundland Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 1323–1346.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., Bird, D.K., 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5, 219–231.
- Eriksson, P.G., Altermann, W., Hartzler, F.J., 2006. The Transvaal Supergroup and its precursors. In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (eds.), *The Geology of South Africa, Special Publication of the Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council of Geoscience, Pretoria*, 237–250.
- Eriksson, P. G., Banerjee, S., Nelson, D. R., Rigby, M. J., Catuneanu, O., Sarkar, S., Roberts, R. J., et al., 2009. A Kaapvaal craton debate: Nucleus of an early small supercontinent or affected by an enhanced accretion event? *Gondwana Research*, 15(3-4), 354-372.
- Ernst, W.G., 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. *Gondwana Research* 15, 243–253.
- Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB - a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83, 952–969.
- Evans, B.W., Vance, J.A., 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder county, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 178–185.

F

- Farquhar, J. and Wing, B.A., 2003. Multiple sulphur isotopes and the evolution of the atmosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 213(1–2), 1–13.
- Farquhar, J., Bao, H., Thieme, M., 2000. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. *Science* 289, 756–758.
- Farquhar, J. et al., 2007. Isotopic evidence for Mesoarchean anoxia and changing atmospheric sulfur chemistry. *Nature* 448, 1033–1036.
- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., Boutelier, D., 2008. Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armoricain. *Tectonics* 27, TC2005, doi: 10.1029/2007TC002115.
- Faure, M., Charonnat, X., Chauvet, A., Chen Y., Talbot, J.Y., Martelet, G., Courrioux, G., Monié, P., Milési, J.P., 2001. Tectonic evolution of the Cévennes para-autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore deposits formation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172(6): 687–696.
- Faure, M., Lardeaux, J.M. and Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geosciences* 341(2–3), 202–213.
- Fedo C.M., Eriksson K.A., Krogstad E.J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Bushwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(10), 1751–1763.
- Feng R. and Kerrich R., 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology* 98, 23–70.
- Fernandez A. and Gasquet D., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 316–326.
- Flament, N., Coltice, N. and Rey, P.F., 2008. A case for late-Archaean continental emergence from thermal evolution models and hypsometry. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 326–336.
- Foley S.R., Buhre S., Jacob D.E., 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature* 421, 249–252.
- Foley, S.F., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 637–640.
- Fouch M.J., James D.E., VanDecar J.C., van der Lee S. and Kaapvaal Seismic Group, 2004. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. *South African Journal of Geology* 107, 33–44.
- Fowler, M. and Rollinson, H.R., 2012. Phanerozoic sanukitoids from Caledonian Scotland: Implications for Archaean subduction. *Geology*, doi: 10.1130/G33371.1.
- Francis D., Ludden J., 1995. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology* 36, 1171–1191.
- Fripp, R.E.P., 1983. The Precambrian geology of the area around the Sand River near Messina, Central Zone, Limpopo mobile belt. In: van Biljon, W.J., Legg, J.H. (eds.), *The Limpopo Mobile Belt. Special Publication of the Geological Society of South Africa* 8, 89–102.
- Friend, C.R.L. and Nutman, A.P., 2005. Complex 3670–3500 Ma orogenic episodes superimposed on juvenile crust accreted between 3850 and 3690 Ma, Itsaq Gneiss Complex, Southern West Greenland. *The Journal of Geology* 113(4), 375–397.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. On charnockites. *Gondwana Research* 13, 30–44.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Frost, B.R., Frost, C.D., Hulsebosch, T.P., Swapp, S.M., 2000. Origin of the charnockites of the Louis Lake batholith, Wind River range, Wyoming. *Journal of Petrology* 41, 1759–1776.
- Frost, C.D. and Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647–650.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Hulsebosch, T.P., 1998. The Late Archaean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precambrian Research* 98, 145–173.
- Furnes H., de Wit M., Staudigel H., Rosing M., Muehlenbachs K., 2007. A Vestige of Earth's Oldest Ophiolite. *Science* 315, 1704–1707.
- Fyfe, W.S. 1978. The evolution of the earth's crust: Modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology* 23, 89–114.

G

- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., Ballèvre, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova* 21, 188–194.
- Gerya, T., Perchuk, L.L., van Reenen, D.D., Smit, C.A., 2000. Two-dimensional numerical modeling of pressure–temperature paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian. *Journal of Geodynamics* 30, 17–35.
- Gibbs A. K., Montgomery D. W., O'Day P. A., and Ersler E. A., 1986. The Archean–Proterozoic transition: evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2125–2141.
- Glazner A.F., Bartley J.M., Coleman D.S., Gray W., Taylor Z.T., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4–11.
- Gold, D.J.C., 2006. The Pongola Supergroup. In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (eds.), *The Geology of South Africa*, Special Publication of the Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council of Geoscience, Pretoria, 136–148.
- Good, N. and de Wit, M.J., 1997. The Thabazimbi–Murchison Lineament of the Kaapvaal Craton, South Africa: 2700 Ma of episodic deformation. *Journal of the Geological Society of London* 154, 93–97.
- Goodwin A. M., 1991. *Precambrian Geology*. Academic Press, London, 666p.
- Gough D.O., 1981. Solar interior structure and luminosity variations. *Solar Physics* 74, 21–34.
- Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P., 2003. Garnet Lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): Trace Element Evidence for a Metasomatic History. *Journal of Petrology* 44(4), 629–657.
- Grobler, D.F., Walraven, F., 1993. Geochronology of Gaborone Granite Complex extensions in the area north of Mafikeng, South Africa. *Chemical Geology* 105, 319–337.
- Grove T. L. and Parman S.W., 2004. Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites., *Earth and Planetary Science Letters* 219, 173–187.
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Natapov, L. M. and Ryan, C. G., 2003. The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari Craton and its margins. *Lithos* 71, 215–241.
- Guitreau, M., 2012. Les isotopes de l'hafnium dans les TTG et leurs zircons : témoins de la croissance des premiers continents. Thèse de doctorat, École Normale Supérieure de Lyon, 275 pp.

H

- Hale C.J., 1987. Paleomagnetic data suggest link between the Archaean–Proterozoic boundary and inner-core nucleation. *Nature* 329, 233–237.
- Halla J., 2005. Late Archaean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the southern Karelian domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions. *Lithos* 79(1–2), 161–178.
- Halla J., van Hunen J., Heilimo E. and Hölttä P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoarchaean plate tectonics. *Precambrian Research* 174, 155–162.
- Handley, H.K., Turner, S.P., Smith, I.E.M., Stewart, R.B., Cronin, S.J., 2008. Rapid timescales of differentiation and evidence for crustal contamination at intra-oceanic arcs: Geochemical and U–Th–Ra–Sr–Nd isotopic constraints from Lopevi Volcano, Vanuatu, SW Pacific. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 184–194.
- Hargraves R.B., 1986. Faster spreading or greater ridge length in the Archaean? *Geology* 14(9), 750–752.
- Harris N.B.W., Hawkesworth C.J., Van Calsteren P., McDermott F., 1987. Evolution of continental crust in southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 83, 85–93.
- Harrison J.E. and Peterman Z.E., 1980. North American commission on stratigraphic nomenclature. Note 52 – A preliminary proposal for a chronometric scale for the Precambrian of the United States and Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 91, 377–380.
- Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C. & Dhuime, B. 2009. A matter of preservation. *Science* 323, 49–50.

- Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A.B., Cawood, P.A., Kemp, A.I.S., Storey, C.D., 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society of London* 167, 229–248.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., Van Calsteren P., 1997. U–Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust. *Science* 276, 551–555.
- Hayashi M., Komiya T., Nakamura Y., and Maruyama S., 2000. Archean regional metamorphism of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: implications for a driving force of Archean plate tectonics: *International Geology Review* 42, 1055–1115.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelina Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Helz R., 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at $PH_2O = 5$ kb. Part 2. Melt compositions. *Journal of Petrology* 17, 139–193.
- Henderson, D. R., Long, L. E., and Barton, J. M. Jr., 2000. Isotopic ages and chemical and isotopic composition of the Archean Turfloop Batholith, Pietersburg granite-greenstone terrane, Kaapvaal Craton, South Africa. *South African Journal of Geology*, 103(1), 38–46.
- Hermann J., Green D.H., 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 149–168.
- Hermann J., Rubatto D., 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology* 265, 512–526.
- Hertogen J. and Gijbels R., 1976. Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 313–322.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites and komatiites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8, Q02006, doi:10.1029/2006GC001390.
- Herzberg C., Condie K.C., Korenaga J., 2010. Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 79–88.
- Heubeck, C., and Lowe, D.R., 1994. Depositional and tectonic setting of the Archean Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa; *Precambrian Research* 68(3–4), 257–290.
- Hildreth, W., Moorhead, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455–489.
- Hinchey, A.M., Davis, W.J., Ryan, J.J., Nadeau, L., 2011. Neoproterozoic high-potassium granites of the Boothia mainland area, Rae domain, Churchill Province: U–Pb zircon and Sm–Nd whole rocks isotopic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* 48, 247–279.
- Hofmann A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Hofmann, A.W., Anhaeusser, C.R., Eriksson, K.A., Dziggel, A., 2004. Excursion guide to the geology of the Barberton greenstone belt. Technical report, Economic Geology Research Institute, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- Hofmann A.W., Kröner A., Brandl G., 1998. Field relationships of mid- to late-Archean high-grade gneisses of igneous and sedimentary parentage in the Sand River, Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *South African Journal of Geology* 101, 185–200.
- Holland H. D., 1984, *The chemical evolution of the atmosphere and oceans*: Princeton, New Jersey, University Press, Princeton, 582 pp.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 433–447.
- Holzer L., 1995. The magmatic petrology of the Bulai Pluton and the tectonometamorphic overprint at 2.0 Ga. in the Central Zone of the Limpopo Belt (Messina-Beitbridge area, Southern Africa). Unpublished MSc. Thesis, Université de Berne.
- Holzer, L., Barton, J.M., Paya, B.K., Kramers, J.D., 1999. Tectonothermal history of the western part of the Limpopo Belt: tectonic models and new perspectives. *Journal of African Earth Sciences*, 28, 383–402.
- Holzer L., Frei R., Barton J.M., Kramers J.D., 1998. Unraveling the record of successive high-grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals. *Precambrian Research* 87, 87–115.

I–J

- Ionov, D.A., Doucet, L.S. and Ashchepkov, I.V., 2010. Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite. *Journal of Petrology* 51(11), 2177–2210.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth and Planetary Science Letters* 67(2), 137–150.
- Jaekel P., Kröner A., Kamo S.L., Brandl G., Wendt J.I., 1997. Late Archean to early Proterozoic granitoid magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 154, 25–44.
- Jaguin, J., Gapais, D., Poujol, M., Boulvais, P., and Moyen, J.-F., 2012. the Murchison Greenstone Belt (South Africa): a General Tectonic Framework. *South African Journal of Geology*, 115(1), 65–76.

- Jahn, B.M., Auvray, B., Shen, Q.H., Liu, D.Y., Zhang, Z.Q., Dong, Y.J., Ye, X.J., Zhang, Q.Z., Cornichet, J., Macé, J., 1988. Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research* 38, 381–403.
- Jahn B., Condie K.C., 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(11), 2239–2258.
- James, D.E., Fouch, M.J., VanDecar, J.C., van der Lee, S. and Kaavpaal seismic group, 2001. Tectospheric structure beneath southern Africa. *Geophysical Research Letters* 28(13), 2485–2488.
- James, H.Z., 1978. Subdivision of the Precambrian – a brief review and a report on recent divisions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research* 7, 193–204.
- Janoušek V., Bowes D.R., Rogers G., Farrow C.M., Jelinek E., 2000. Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: the Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *Journal of Petrology* 41, 511–543.
- Janoušek V., Braithwaite C.J.R., Bowes D.R., Gerdes A., 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* 78, 67–99.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6):1255–1259.
- Jayananda, M., Martin, H., Peucat, J.-J., Mahabaleswar, B., 1995. Late Archaean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, Southern India. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 199, 314–329.
- Jayananda, M., Moyen, J.-F., Martin, H., Peucat, J.-J., Auvray, B., Mahabaleswar, B., 2000. Late Archaean (2550–2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd–Sr isotopes and whole rock geochemistry. *Precambrian Research* 99, 225–254.
- Jelinek A.M. and Kerr R.C., 1999. Mixing and compositional stratification produced by natural convection: 2. Applications to the differentiation of basaltic and silicic magma chambers and komatiite lava flows. *Journal of Geophysical Research* 104(B4), 7203–7218.
- Jenner F.E., Bennett V.C., Nutman A.P., Friend C.R.L., Norman M.D., Yaxley G., 2009. Evidence for subduction at 3.8 Ga: Geochemistry of arc-like metabasalts from the southern edge of the Isua Supracrustal Belt. *Chemical Geology* 261, 82–97.
- Johannes W. and Holtz F., 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, 335 pp.
- Johnson, A.D. and Wyllie, P.J., 1989. The system tonalite-peridotite-H₂O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 257–264.
- Johnson M.C., Plank T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments, *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1, 1007, doi:10.1029/1999GC000014.
- Jull, M., Kelemen, P.B., 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *Journal of Geophysical Research* 106, 6423–6446.

K

- Kamber B.S. and Biino G.G., 1995. The evolution of high T-low-P granulites in the Northern Marginal Zone sensu stricto, Limpopo Belt, Zimbabwe – the case for petrography. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 75, 427–454.
- Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 38–56.
- Kamber, B.S., Kramers, J.D., Napier, R., Cliff, R.A., Rollinson, H.R., 1995. The triangle Shearzone, Zimbabwe, revisited: new data document an important event at 2.0 Ga in the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 70, 191–213.
- Kamo, S. L., and Davis, D. W., 1994. Reassessment of Archean crustal development in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on U-Pb dating. *Tectonics*, 13(1), 167–192.
- Kamunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos* 71, 431–460.
- Käpyaho, A., Mänttari, I., Huhma, H., 2006. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, Eastern Finland: U–Pb and Sm–Nd isotope constraints on plutonic rocks. *Precambrian Research* 146, 95–119.
- Karsli O., Chen B., Aydin F., Şen C., 2007. Geochemical and Sr – Nd – Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sarıççek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos* 98, 67–96.
- Kasting J.F., 1993. Earth's early atmosphere. *Science* 259, 920–926.
- Kasting, J.F. and Catling, D., 2003. Evolution of a habitable planet. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics* 41, 429–463.
- Kasting J.F. and Howard M.T., 2006. Atmospheric composition and climate on the Early Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 361, 1733–1742.
- Kasting J., Egger D. and Raeburn S., 1993. Mantle redox evolution and the oxidation state of the Archaean atmosphere. *The Journal of Geology* 101, 245–257.

- Kay R.W., 1978. Aleutian magnesian andesite: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 177–132.
- Kelemen P.B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 1–19.
- Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 111–134.
- Kelemen P.B., Rilling J.L., Parmentier E.M., Mehl L., Hacker B.R., 2003. Thermal Structure due to Solid-State Flow in the Mantle Wedge Beneath Arcs. *Geophysical Monograph* 138, 293–311.
- Keller C.B. and Schoene B., 2012. Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago. *Nature* 485, 490–495.
- Kemp A.I.S. and Hawkesworth C.J., 2003. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 349–410.
- Kerrick R. and Polat A., 2006. Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? *Tectonophysics* 415, 141–165.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P., Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature* 437, 724–727.
- Kisters, A.F.M. and Anhaeusser, C.R., 1995. Emplacement features of Archaean TTG plutons along the southern margin of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research* 75(1–2), 1–15.
- Kisters, A.F.M., Belcher, R., Poujol, M., Dziggel, A., 2010. Continental growth and convergence-related arc plutonism in the Mesoarchaean: Evidence from the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa. *Precambrian Research* 178, 15–26.
- Kisters, A.F.M., Stevens, G., Dziggel, A., Armstrong, R.A., 2003. Extensional detachment faulting and core-complex formation in the southern Barberton granite-greenstone terrain, South Africa : evidence for a 3.2 Ga orogenic collapse. *Precambrian Research* 127, 355–378.
- Kleine T., Münker C., Mezger K., Palme P., 2002. Rapid accretion and early coreformation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry. *Nature* 418, 952–955.
- Kleinhanns, I.C., Kramers, J.D., Kamber, B.S., 2003. Importance of water for Archaean granitoid petrology: a comparative study of TTG and potassic granitoids from Barberton Mountain Land, South Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 377–389.
- Kleywegt, R.J., de Beer, J.H., Stettler, E.H., Brandl, G., Duvenhage, W.A. and Day, R.W., 1987. The structure of the Giyani greenstone belt, as derived from geophysical studies. *South African Journal of Geology* 90, 282–295.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L., 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* 124, 327–341.
- Knauth P. and Lowe D. R., 2003. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *GSA Bulletin* 115, 566–580.
- Komiya T., Hayashi M., Maruyama S., Yurimoto H., 2002. Intermediate-P/T type Archean metamorphism of the Isua supracrustal belt: implications change of geothermal gradients at subduction zones and for Archean plate tectonics. *American Journal of Science* 302, 804–26.
- Korenaga, J. (2003), Energetics of mantle convection and the fate of fossil heat. *Geophysical Research Letters* 30(8), 1437, doi:10.1029/2003GL016982.
- Korenaga J., 2007. Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. *Reviews of Geophysics* 46, 2007RG000241.
- Korenaga J., 2008. Plate tectonics, flood basalts and the evolution of Earth's oceans. *Terra Nova* 20, 419–439.
- Kovalenko, A., Clemens, J.D., Savantkenov, V., 2005. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos* 79, 147–160.
- Kramers J. D. and Tolstikhin I. N., 1997. Two major terrestrial Pb isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology* 139, 75–110.
- Kramers, J.D., Kreissig, K., Jones, M.Q.W., 2001. Crustal heat production and style of metamorphism: a comparison between two Archaean high-grade provinces in the Limpopo belt, South Africa. *Precambrian Research* 112, 149–163.
- Kramers, J. D., S. McCourt, and D. D. van Reenen, 2006. The Limpopo Belt. In *The Geology of South Africa*, M. R. Johnson, C. R. Anhaeusser, and R. J. Thomas (eds.), 209 – 236, Geological Society of South Africa, Johannesburg, South Africa.
- Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I. M., Kramers, J. D., Smit, C. A., and Van Reenen, D. D., 2001. Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt , Southern Africa. *Precambrian Research*, 109, 145–173.
- Kreissig K., Nagler T.F., Kramers J.D., Van Reenen D.D., Smit C.A., 2000. An isotopic and geochemical study of the Kaapvaal Craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: are they juxtaposed terranes? *Lithos* 50, 1–25.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1991. U–Pb ages of zircon and sphene for two gneiss terranes adjacent to the Kolar schist belt, South India: evidence for separate crustal evolution histories. *The Journal of Geology* 99, 801–816.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N., Rajamani, V., 1995. Sources of continental magmatism adjacent to the late Archean Kolar Suture Zone, South India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 159–173.
- Kröner, A., 1991. Tectonic evolution in Archaean and Proterozoic. *Tectonophysics* 187, 393–410.
- Kröner, A. and Tegtmeier, A., 1994. Gneiss–greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, southern Africa, and implications for early crustal evolution. *Precambrian Research* 67, 109–139.

- Kröner, A., Byerly, G. R., and Lowe, D. R., 1991. Chronology of early Archean granite–greenstone evolution in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on precise dating by single grain zircon evaporation. *Earth and Planetary Science Letters*, 103, 41–54.
- Kröner, A., Compston, W., Williams, I. S., 1989. Growth of early Archean crust in the Ancient Gneiss Complex of Swaziland as revealed by single zircon dating. *Tectonophysics* 161, 271–298.
- Kröner, A., Hegner, E., Wendt, J. I., and Byerly, G. R., 1996. The oldest part of the Barberton granitoid–greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation at 3.5 and 3.7 Ga. *Precambrian Research*, 78, 105–124.
- Kröner, A., Jaeckel, P., and Brandl, G., 2000. Single zircon ages for felsic to intermediate rocks from the Pietersburg and Giyani greenstone belts and bordering granitoid orthogneisses, northern Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 30(4), 773–793.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Brandl, G., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 1999. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance. *Precambrian Research* 93, 299–337.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Hofmann, A.W., Nemchin, A.A., Brandl, G., 1998. Field relationships and age of supracrustal Beit Bridge Complex and associated granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *South African Journal of Geology* 101, 201–213.
- Kumazawa M., Yoshida S., Ito T., Yoshioka H., 1994. Archean-Proterozoic boundary interpreted as a catastrophic collapse of the Stable Density Stratification in the Core. *Journal of the Geological Society of Japan* 100, 50–59.
- Kump L.R., 2008. The rise of atmospheric oxygen. *Nature* 451, 277–278.
- Kump L. R. and Barley M. E., 2007. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago. *Nature* 448, 1033–1036.

L

- Labrosse S. and Jaupart C., 2007. Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 465–481.
- Lagabriele Y., Goslin J., Martin H., Thiriot J.L., Auzende J.M., 1997. Multiple active spreading centres in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archean seafloor dynamics? *Earth and Planetary Science Letters* 149(1–4), 1–13.
- Lambert, R.S.J., 1976. Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In: Windley, B. (ed.), *The early history of the Earth*, Wiley, London, 363–373.
- Langmuir, C.H., Klein, E.M., Plank, T., 1992. Petrological systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. AGU Geophysical Monograph Series 71, AGU, Washington DC, 183–280.
- Lardeaux, J.M., Ledru, P., Daniel, I. and Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central – a new addition to the ultrahigh pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* 332(1–2), 143–167.
- Larionova, Y.U., Samsonov, A.V., Shatagin, K.N., 2007. Source of archaean sanukitoids (high-Mg subalkaline granitoids) in the Karelian craton: Sm–Nd and Rb–Sr isotopic-geochemical evidence. *Petrology* 15, 530–593.
- Laurent, O., 2009. Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : exemple de la pétrogenèse du pluton de Bulai, Ceinture du Limpopo (Afrique du Sud). Mémoire de Master 2 Recherche, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 56 pp.
- Layer, P.W., Kröner, A., York, D., 1992. Pre-3000 Ma thermal history of the Archean Kaap Valley pluton, South Africa. *Geology* 20(8), 717–720.
- Leake B.E. *et al.*, 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35, 219–246.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2011. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342(3–4), 207–237.
- Le Maître R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the systematics of Igneous Rocks, 1st edition, Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lee D.C. and Halliday A.N., 1995. Hafnium-tungsten chronometry and the timing of terrestrial core formation. *Nature* 378, 771–774.
- Lenardic A., Moresi L., Jellinek A.M., O'Neill C.J., Cooper C.M., Lee C.T., 2011. Continents, supercontinents, mantle thermal mixing, and mantle thermal isolation: Theory, numerical simulations, and laboratory experiments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, Q10016 doi:10.1029/2011GC003663.
- Lepot K., Benzerara K., Brown G.E., Philippot P., 2008. Microbially influenced formation of 2.7 billion-year-old stromatolites. *Nature Geoscience* 1(2), 118–121.
- Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos* 45, 1–28.
- Liou, J.G., 1993. Stabilities of natural epidotes. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 49, 7–16.
- Liou J.G., Graham S.A., Maruyama S., Wang X., Xiao X., Carroll A.R., Chu J., Feng Y., Hendrix M.S., Liang Y.H., McKnight C.L., Tang Y., Wang Z.X., Zhao M., Zhu M., 1989. Proterozoic blueschist belt in western China: Best documented Precambrian blueschists in the world. *Geology*, 17(12), 1127–1131.

- Liu, S.W., Liang, H. H., and Hua, Y. G., 1999, Geochemistry and petrogenesis of sillimanite-quartz ball-bearing granites in Taihangshan region. *Scientia Geologica Sinica* 34, 390–396.
- Liu, S.W., Pan, Y.M., Xie, Q.L., Zhang, J., Li, Q., 2004. Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutai complexes. *Precambrian Research* 130, 229–249.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E., 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107–128.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H., Chekulaev, V.P., Guseva, N.S., Arestova, N.A. & Kovalenko, A.V., 2007. Geology and petrology of the Archaean high-K and high-Mg Panozero massif, Central Karelia. *Petrology* 15, 459–487.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H., Chekulaev, V.P., Savatenkov, V.M., Kovalenko, A.V., Martin, H., Guseva, N.S., Arestova, N.A., 2008. Petrology of a Late Archaean, Highly Potassic, Sanukitoid Pluton from the Baltic Shield: Insights into Late Archaean Mantle Metasomatism. *Journal of Petrology* 49(3), 393–420.
- Lowe, D.R., 1994. Archean greenstone-related sedimentary rocks. *Developments in Precambrian Geology* 11, 121–169.
- Lowe, D.R., 1994. Accretionary history of the archaean barberton greenstone belt (3.55–3.22 Ga), southern Africa. *Geology* 22, 1099–1102.
- Lowe, D.R., 1999. Geological evolution of the Barberton greenstone belt and vicinity. *Geological Society of America Special Paper* 329, 287–312.
- Lowe, D.R. and Byerly, G.R., 1999. Stratigraphy of the west-central part of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Geological Society of America Special Paper* 329, 1–36.
- Lowe, D.R., Byerly, G.R., Heubeck, C., 1999. Structural divisions and development of the west-central part of the Barberton Greenstone Belt. *Geological Society of America Special Paper* 329, 37–82.
- Lowe, D.R., Byerly, G.R., Ransom, B.L., Nocita B.W., 1985. Stratigraphic and sedimentological evidence bearing on structural repetition in early Archean rocks of the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research* 27(1–3), 165–186.
- Luais, B., Hawkesworth, C.J., 1994. The generation of continental crust: an integrated study of crust-forming processes in the Archaean of Zimbabwe. *Journal of Petrology* 35, 43–93.
- Ludwig K., 2008. Isoplot 3.70, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Central Special Publication No. 4, 76 pp.

M

- Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., 1992. The Earth's oldest known crust: A geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56(3), 1281–1300.
- McCourt, S. and Armstrong, R. A., 1998. SHRIMP U–Pb geochronology of granites from the Central Zone, Limpopo Belt, southern Africa: Implications for the age of the Limpopo Orogeny. *South African Journal of Geology* 101, 329–338.
- McCulloch, M.T. and Chappell, B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 51–64.
- McCulloch M.T., Gamble J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358–374.
- McDonough W.F., Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120(3–4), 223–253.
- Manya, S., Maboko, M.A.H., Nakamura, E., 2007. The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoarchaean ridge subduction? *Precambrian Research* 159, 241–259.
- Maphalala, R.M., Kröner, A., 1993. Pb–Pb single zircon ages for the younger Archaean granitoids of Swaziland, southern Africa. In: *Ext. Abstr. 16th International Colloquium on African Geology*, Mbabane, Swaziland, 201–206.
- Martin, E., Martin, H., Sigmarsson, O., 2010. Comment on "Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archaean crust formation" by Willbold, M., Hegner, E., Stracke A. and Rocholl A. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1–2): 218–219.
- Martin H., 1986. Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin H., 1987a. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland : major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28, 921–953.
- Martin H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos* 30, 373–388.
- Martin H., 1994. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In : *Condie K.C. (editor), Archaean crustal evolution. Developments in Precambrian Geology* 11, 205–260.
- Martin H., 1999. Adakite magmas : modern analogs of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411–429.
- Martin, H., 2005. Genesis and evolution of the primitive Earth continental crust. In: M. Gargaud, B. Barbier, H. Martin and J. Reisse (eds.), *Lectures in Astrobiology*. Springer, Heidelberg, 113–163.
- Martin H., Moyon J.F., 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology* 30(4), 319–322.

- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, B.M., 1983b. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research* 21, 159–180.
- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, B.M., Vidal, P., 1983a. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic ages and geochemistry of archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research* 20, 79–91.
- Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P., 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 100(1–2), 15–33.
- Martin H., Smithies R., Rapp R.P., Moyen J.F., Champion D., 2005. An overview of adakite, TTG, and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79(1–2), 1–24.
- Mason, R., 1973. The Limpopo Mobile Belt—Southern Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A* 273, 463–485.
- Matte, P., 1986. Tectonics and Plate-Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* 26(2–4), 329–374.
- Melleton, J., Cocherie, A., Faure, M. and Rossi, P., 2010. Precambrian protoliths and Early Paleozoic magmatism in the French Massif Central: U–Pb data and the North Gondwana connection in the west European Variscan belt. *Gondwana Research* 17(1), 13–25.
- Meyer, F.M., Robb, L.J., Reimold, W.U., de Bruijn, H., 1994. Contrasting low- and high-Ca granites in the Archean Barberton Mountain Land, Southern Africa. *Lithos* 32 (1–2), 63–76.
- Mikkola, P., Salminen, P., Torppa, A., Huhma, H., 2011a. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: Lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? *Lithos* 125, 716–728.
- Mikkola, P., Huhma, H., Heilimo, E., Whitehouse, M., 2011b. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids. *Lithos* 125, 287–307.
- Millonig L., Zeh A., Gerdes A., Klemd R., 2008. Neoarchaean high-grade metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa): Combined petrological and geochronological evidence from the Bulai pluton. *Lithos* 103(3–4), 333–351.
- Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., 2010. Mesoarchaean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* 38(8), 739–742.
- Mkweli, S., Kamber, B.S., Berger, M., 1995. Westward continuation of the craton–Limpopo belt break in Zimbabwe and new age constraints on the timing of the thrusting. *Journal of the Geological Society of London* 152, 77–83.
- Maynard J.B., Ritger S.D., Sutton S.J., 1991. Chemistry of sands from the modern Indus River and the Archean Witwatersrand basin: Implications for the composition of the Archean atmosphere. *Geology* 19, 265–268.
- Monnier O., 1995. Le socle Protérozoïque de Terre-Adélie (Antarctique Est): son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Thèse de Doctorat, Université Jean Monnet, Saint-Étienne.
- Moore, M., Davis, D.W., Robb, L.J., Jackson, M.C., Grobler, D.F., 1993. Archaean rapikivi granite–anorthosite–rhyolite complex in the Witwatersrand Basin hinterland, southern Africa. *Geology* 21, 1031–1034.
- Moyen J.F., 2001. Le magmatisme granitique à la transition Archéen-Protérozoïque : exemple du craton de Dharwar, Inde du Sud (granite de Closepet et intrusions associées). Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 488 pp.
- Moyen, J.F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the ‘adakitic signature’. *Lithos* 112(3–4), 556–574.
- Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123(1–4), 21–36.
- Moyen, J.F. and Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336.
- Moyen J.F. and van Hunen J., 2012. Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. *Geology* 40(5), 451–454.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., 1997. Origine du granite fini-Archéen de Closepet (Inde du Sud): apports de la modélisation géochimique du comportement des éléments en traces. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 325, 659–664.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research* 112, 87–105.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B., 2003. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research* 127, 103–123.
- Moyen J.F., Stevens G., Kisters A., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature* 442(3), 559–562.
- Moyen, J.F., Villaros, A., Cuney, M., Garcia, D., 2012. Hidden treasures : a data compilation on granites from the Eastern French Massif Central. Abstract Proceedings of Variscan 2012, Sassari, Italy.
- Mshiu, E.E. and Maboko, M.A.H., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton. *Journal of Africa Earth Sciences* 66–67, 1–12.

N–O

- Nakajima T., Maruyama S., Uchiumi S., Liou J.G., Wang X., Xiao X., Graham S.A., 1990. Evidence for late Proterozoic subduction from 700-Myr-old blueschists in China. *Nature* 346, 263–265.
- Naney M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* 283, 993–1033.

- Nardi, L.V.S. and Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil – A case study. *Chemical Geology* 92, 197–211.
- Nelson, D.R., Trendall, A.F., de Laeter, J.R., Grobler, N.J., Fletcher, I.R., 1992. A comparative studies of the geochemical and isotopic systematics of late Archean flood basalts from the Pilbara and Kaapvaal cratons. *Precambrian Research* 54, 231–256.
- Nguuri T.K., Gore J., James D.E., Webb S.J., Wright C., Zengeni T.G., Gwavava O., Snoke J.A., and Kaapvaal Seismic Group, 2001. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe craton. *Geophysical Research Letters* 28(13), 2501–2504.
- Nicholls I.A. and Ringwood A.E., 1973. Production of silica-saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth and Planetary Science Letters* 17, 243–246.
- Nichols G.T., Wyllie P.J., Stern C.R., 1994. Subduction zone melting of pelagic sediments constrained by melting experiments. *Nature* 371, 785–788.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., 1993. Constraining the potential temperature of the Archean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos* 30, 291–307.
- Niu, F. and James, D.E., 2002. Fine structure of the lowermost crust beneath the Kaapvaal craton and its implications for crustal formation and evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 121–130.
- Nutman, A.P., Bennett, V.C., Friend, C.R.L., Horie, K., Hidaka, H., 2007. Ca. 3, 850 Ma tonalites in the Nuuk region, Greenland: geochemistry and their reworking within an Eoarchaean gneiss complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154(4), 385–408.
- O'Connor J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey professional paper 525-B, 79–84.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., 2008. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 146–160.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D. and Stevenson R.K., 2008. Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust. *Science* 321, 1828–1831.
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86(2), 189–199.

P

- Paquette, J.-L., Monchoux, P. and Couturier, M., 1995. Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U--Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(8), 1611–1622.
- Parat, F., Holtz, F., René, M., Almeev, R., 2010. Experimental constraints on ultrapotassic magmatism from the Bohemian Massif (durbachite series, Czech Republic). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 331–347.
- Parmenter, A.C., Lin, S., Corkery, M.T., 2006. Structural evolution of the Cross Lake greenstone belt in the northwestern Superior Province, Manitoba: implications for the relationship between vertical and horizontal tectonism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, 767–787.
- Passeraub, M., Wüst, T., Kreissig, K., Smit, C. A., and Kramers, J. D., 1999. Structure, metamorphism and geochronology of the Rhenosterkoppies Greenstone Belt, Northern Province, South Africa. *South African Journal of Geology* 102, 323–334.
- Patiño-Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743–746.
- Patiño-Douce A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, 168, 55–75.
- Patiño-Douce, A.E. and Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36, 707–738.
- Patiño-Douce, A.E. and Beard, J.S., 1996. Effects on P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe Ratio on Dehydration Melting of Model Metagreywackes. *Journal of Petrology* 37(5), 999–1024.
- Patino-Douce A.E. and Johnston A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 202–218.
- Pauzat, A., 2011. Caractérisation des conditions de cristallisation d'un magma : étude du pluton de Matlala (Ceinture du Limpopo, Afrique du Sud). Mémoire de stage de TER, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 34 pp.
- Pavlov A.A., Kasting J.F., 2002. Mass-Independent Fractionation of Sulphur Isotopes in Archean Sediments: Strong Evidence off an Anoxic Archean Atmosphere. *Astrobiology* 2(1), 27–41.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B., 2003. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, vol. 2, pp. 171–275.
- Pearson, N. J., Alard, O., Griffin, W. L., Jackson, S. E., and O'Reilly, S. Y., 2002. In-situ measurement of Re-Os isotopes in mantle sulfides by laser ablation multicollector-inductively coupled mass spectrometry: Analytical methods and preliminary results: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1037–1050.
- Peccerillo A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Peltonen P., Kontinen A. and Huhma H., 1996. Petrology and Geochemistry of Metabasalts from the 1.95 Jormua Ophiolite, Northeastern Finland. *Journal of Petrology* 37(6), 1359–1383.

- Perchuk, L. L., Gerya, T. V., van Reenen, D. D., Krotov, A. V., Safonov, O. G., Smit, C. A., and Shur, M. Y., 2000a. Comparative petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high-grade terrains. *Mineralogy and Petrology*, 69(1), 69-107.
- Perchuk, L. L., Gerya, T. V., van Reenen, D. D., Safonov, O. G., and Smit, C. A., 1996. The Limpopo Metamorphic Belt, South Africa: 2. Decompression and cooling regimes of granulites and adjacent rocks of the Kaapvaal Craton. *Petrology*, 4, 571-599.
- Perchuk, L. L., Gerya, T. V., van Reenen, D. D., Smit, C. A., and Krotov, A. V., 2000b. P-T paths and tectonic evolution of shear zones separating high-grade terrains from cratons: examples from Kola Peninsula (Russia) and Limpopo Region (South Africa). *Mineralogy and Petrology*, 69(1-2), 109-142.
- Perchuk, L.L., van Reenen, D.D., Varlamov, D.A., van Kal, S.M., Tabatabaeimanesh, Boshoff, R., 2008. *P-T* record of two high-grade metamorphic events in the Central Zone of the Limpopo complex, South Africa. *Lithos* 103, 70-105.
- Percival, J.A., 1994. Archaean high-grade metamorphism. In: Condie, K.C. (ed.), *Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 357-410.
- Percival, J.A., Sanborn-Barrie, M., Skulski, T., Stott, G.M., Helmstaedt, H., White, D.J., 2006. Tectonic evolution of the western Superior province from NATMAP and lithoprobe studies: *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1085-1117.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37, 1491-1521.
- Pheulpin, L., 2012. Architecture du Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud). Mémoire de TER, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 27 pp.
- Pickering, J.M. and Johnston, A.D., 1998. Fluid-Absent Melting Behavior of a Two-Mica Metapelite: Experimental Constraints on the Origin of Black Hills Granite. *Journal of Petrology* 39(10), 1787-1804.
- Pin, C. and Vielzeuf, D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93(1-2), 47-74.
- Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298(2), 209-217.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau* 76, 51-79.
- Plank T., Langmuir C.H., 1998. The chemical composition of subducted sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325-394.
- Plumb, K.A. and James, H.L., 1986. Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research* 32, 65-92.
- Polat A., 2009. The geochemistry of Neoarchean (ca. 2700 Ma) tholeiitic basalts, transitional to alkaline basalts, and gabbros, Wawa Subprovince, Canada: Implications for petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research* 168, 83-105.
- Poli G., Tommasini S., Halliday A.N., 1996. Trace elements and isotopic exchange during acid-basic magma interaction processes. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, 225-232.
- Poujol, M., 1997. Étude U-Pb et Pb-Pb de la Murchison greenstone belt et du bassin aurifère d'Evander, Afrique du Sud: implications pour l'évolution du Kaapvaal Craton. Ph.D. thesis, Université de Montpellier, 247 pp.
- Poujol, M., 2001. U-Pb isotopic evidence for episodic granitoid emplacement in the Murchison greenstone belt, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33(1), 155-163.
- Poujol, M., and Robb, L. J., 1999. New U-Pb zircon ages on gneisses and pegmatite from south of the Murchison greenstone belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 102(2), 93-97.
- Poujol, M., Robb, L. J., Anhaeusser, C. R., and Gericke, B., 2003. A review of the geochronological constraints on the evolution of the Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, 127(1-3), 181-213.
- Poujol, M., Robb, L. J., Respaut, J.-P., and Anhaeusser, C. R., 1996. 3.07-2.97 Ga greenstone belt formation in the northeastern Kaapvaal Craton: implications for the origin of the Witwatersrand Basin. *Economic Geology*, 91, 1455-1461.
- Prouteau G., 1999. Contribution des produits de fusion de la croûte océanique subductée au magmatisme d'arc : exemple du Sud-Est asiatique et approche expérimentale. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 264 pp.
- Prouteau G., Scailliet B., Pichavant M., Maury R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.

Q-R

- Querré, G., 1985. Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga.) de Finlande orientale; pétrologie et géochimie, Thèse de Doctorat, Centre Armoricain d'Étude Structurales des Socles, Université de Rennes, Rennes, 226 pp.
- Rapopo, M., 2010. Petrogenesis of the Matok pluton, South Africa: implications on the heat source that induced regional metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt. MSc. thesis, University of Stellenbosch, 167 pp.
- Rapp R.P. and Watson E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology* 36(4), 891-931.
- Rapp R.P., Laporte D., Martin H., Shimizu N., 2006. Experimental insights into slab-mantle interactions in subduction zones: Melting of adakite-metasomatized peridotite and the origin of the "arc signature". *Goldschmidt Conference Abstracts, Geochimica et Cosmochimica. Acta* 70(18), A517.

- Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F., 2010. Continent Formation in the Archean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt–Rock Reaction Experiments at 3–4 GPa and Petrogenesis of Archean Mg–Diorites (Sanukitoids). *Journal of Petrology* 51(6), 1237–1266.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature* 425, 605–609.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51, 1–25.
- Rasmussen B. and Buick R., 1999. Redox state of the Archean atmosphere: Evidence from detrital heavy minerals in ca. 3250–2750 Ma sandstones from the Pilbara Craton, Australia. *Geology* 27(2), 115–118.
- Rey, P.F. and Coltice, N., 2008. Neoproterozoic strengthening of the lithosphere and the coupling of the Earth's geochemical reservoirs. *Geology* 36, 635–638.
- Rey, P.F., Flament, N. and Coltice, N., 2011. The rise of continents and the transition Archean to Proterozoic. AGU Fall Meeting 2011 abstract U11C-05.
- Reymer, A. and Schubert, G. 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics* 3, 63–77.
- Reagan M.K., Gill J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research* 94, 4619–4633.
- Reagan, M.K., Sims, K.W.W., Erich, J., Thomas, R.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Layne, G., Ball, L., 2003. Timescales of differentiation from mafic parents to rhyolite in North American continental arcs. *Journal of Petrology* 44, 1703–1726.
- Retief E.A., Compston W., Armstrong R.A., Williams I.S., 1990. Characteristics and preliminary U–Pb ages of zircons from Limpopo Belt lithologies. Abstract volume, Limpopo Workshop, Rand Afrikaans University, Johannesburg, South Africa, pp. 95–99.
- Richardson, S. H., Shirey, S. B. & Harris, J.W., 2004. Episodic diamond genesis at Jwaneng, Botswana, and implications for Kaapvaal craton evolution. *Lithos* 77, 143–54.
- Richter, F.M., 1985. Models for the archaic thermal regime. *Earth and Planetary Science Letters* 73, 350–360.
- Richter, F.M., 1988. A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary : consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *Journal of Petrology, Special Lithospheric Issue*, 39–52.
- Ridley, J., 1992. On the origins and tectonics significance of the charnockites suite of the Archean Limpopo Belt, Northern Marginal Zone, Zimbabwe. *Precambrian Research* 55(1–4), 407–427.
- Robb, L. J., Brandl, G., Anhaeusser, C. R., and Poujol, M., 2006. Archean granitoid intrusions. In M. R. Johnson, C. R. Anhaeusser, and R. J. Thomas (Eds.), *The Geology of South Africa* (pp. 57-94). Geological Society of South Africa: Johannesburg/Council of Geosciences.
- Roberts M.P. and Clemens J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21, 825–828.
- Roberts M.P., Pin C., Clemens J.D., Paquette J.L., 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rocks Associations: the Calc-alkaline Quirigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology* 41, 809–844.
- Roering C., Van Reenen D.D., Smit C.A., Barton J.M., De Beer J.H., De Wit M.J., Stettler E.H., Van Schalkwyk J.F., Stevens G., Pretorius S., 1992. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55, 539–552.
- Rogers G., Saunders A.D., 1989. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge – trench collisions. In: Crawford, A.J. (editor), *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, 416–445.
- Rogers, J.J.W. and Santosh, M., 2003. Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research* 6(3), 357–358.
- Rollinson, H.R., 1989. Garnet–orthopyroxene thermobarometry of granulites from the north marginal zone of the Limpopo belt, Zimbabwe. *Geological Society of London Special Publications* 43, 331–335.
- Rollinson, H.R. and Blekinsop, T., 1995. The magmatic, metamorphic and tectonic evolution of the Northern Marginal Zone of the Limpopo Belt in Zimbabwe. *Journal of the Geological Society of London* 152, 65–75.
- Rudnick R.L., 1995. Making continental crust. *Nature* 378, 571–578.
- Rudnick R.L. and Fountain D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3), 267–309.
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, Chap. 3, pp. 1–64.
- Rudnick, R. L., and Presper, T., 1990. Geochemistry of intermediate to high-pressure granulites, in *Granulites and Crustal Evolution*. D. Vielzeuf and P. Vidal (eds.), pp. 523-550, Kluwer Academic, Hingham, Mass.

S

- Sage R.P., Lightfoot P.C., Doherty W., 1996. Geochemical characteristics of granitoid rocks from within the Archean Michipicoten Greenstone Belt, Wawa Subprovince, Superior Province, Canada: implications for source regions and tectonic evolution. *Precambrian Research* 76, 155–190.
- Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Defant M., 1996. High Field Strength Element Enrichment of Pliocene–Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37(3), 693–726.

- Samsonov, A.V., Bogina, M.M., Bibikova, E.V., Petrova, A.Y., Shchipansky, A.A., 2005. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: Implications for tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos* 79, 83–106.
- Sanchez-Garrido, C. J. M. G., Stevens, G., Armstrong, R. A., Moyon, J.-F., Martin, H., and Doucelance, R., 2011. Diversity in Earth's early felsic crust: Paleoproterozoic peraluminous granites of the Barberton Greenstone Belt. *Geology*, 39(10), 963–966.
- Sarvothaman, H., 2001. Archaean high-Mg granitoids of mantle origin in the Eastern Dharwar Craton of Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India* 58, 261–268.
- Scailliet B., Holtz F., Pichavant M., 1998. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas–1. Volcanic–plutonic association. *Journal of Geophysical Research* 103, 27257–27266.
- Schäller, M., Steiner, O., Studer, I., Holzer, L., Herwegh, M., Kramers, J.D., 1999. Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2.0 Ga along the Palala Shear Zone, Northern Province, South Africa. *Precambrian Research* 96, 263–288.
- Schoenberg R., Kamber B.S., Collerson K.D., Eugster O., 2002. New W-isotope evidence for rapid terrestrial accretion and very early core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 3151–3160.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.
- Schmidt, M.W. and Poli, S., 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163(1–4), 361–379.
- Schmidt, M.W. and Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist* 81, 462–474.
- Schofield, D.I., Thomas, R.J., Goodenough, K.M., de Waele, B., Pitfield, P.E.J., Key, R.M., Bauer, W., Walsg, G.J., Lidke, D.J., Ralison, A.V., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M., Randriamananjara, T., 2010. Geological evolution of the Antogil Craton, NE Madagascar. *Precambrian Research* 182, 187–203.
- Scholl, D.W. and von Huene, R. 2009. Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (noncollisional) and collisional (suturing) orogens. In: Cawood, P.A. and Kröner, A. (eds.), *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geological Society of London Special Publications 318, 105–125.
- Schubert G., Stevenson D. and Cassen P., 1980. Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and Moon. *Journal of Geophysical Research* 85, 2531–2538.
- Scott D.J., Helmstaedt H. and Bickle M.J., 1992. Purtuniq Ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology* 20, 173–176.
- Sekine, T. and Wyllie, P.J., 1982. The system granite-peridotite-H₂O at 30 kbar, with application to hybridization in subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, 190–202.
- Semikhatov, M.A., 1981. New Stratigraphic Scale of the Precambrian of the USSR: An analysis and its implications. *International Geological Reviews* 23, 139–154.
- Sen C., Dunn T., 1994b. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 422–432.
- Shand S.J., 1943. *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits*. New York, Wiley, 444 pp.
- Shaw D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237–243.
- Shirey S.B., Hanson G.N., 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, 222–224.
- Shirey, S.B. and Richardson, S.H., 2011. Start of the Wilson cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle. *Science* 333, 434–436.
- Shirey, S. B., Richardson, S. H. & Harris, J. W., 2004. Integrated models of diamond formation and craton evolution. *Lithos* 77, 923–944.
- Sial, A.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Parada, M.A., Ferreira, V.P., 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos* 46, 367–392.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Morais Neto, J.M., 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* 105, 225–238.
- Singh, J. and Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 26–44.
- Sisson T., Ratajeski K., Hankins W., Glazner A., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 635–661.
- Skjerlie, K.P. and Johnston, A.D., 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology* 37, 661–691.
- Slaby E. and Martin H., 2008. Mafic and Felsic Magma Interaction in Granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *Journal of Petrology* 49(2), 353–391.
- Smit, C.A. and van Reenen, D.D., 1997. Deep crustal shear zones, high-grade tectonites and associated metasomatic alteration in the Limpopo Belt, South Africa: implications for deep crustal processes. *The Journal of Geology* 105(1), 37–57.
- Smit, C.A., and van Reenen, D.D., 2010. Thrust exhumation of the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex in the Neoproterozoic: link of distinct high-grade shear zones with DC and IC P-T-t paths. *Geophysical Research Abstracts*, vol.12, EGU2010-16690-1, EGU General Assembly 2010 (Vol. 12).

- Smit, C.A., Roering, C., and Van Reenen, D.D., 1992. The structural framework of the southern margin of the Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 55(1-4), 51-67.
- Smit, C.A., Van Reenen, D.D., Gerya, T.V., and Perchuk, L.L., 2001. P-T conditions of decompression of the Limpopo high-grade terrane: record from shear zones. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 249-268.
- Smithies R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters* 182, 115-25.
- Smithies R.H., Champion D.C., 1999a. High-Mg diorite from the Archaean Pilbara Craton; anorogenic magmas derived from a subduction-modified mantle. *Geological Survey of Western Australia, Annual Review*, 45-59.
- Smithies R. H., Champion D.C., 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: Links to Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology* 41(12), 1653-1671.
- Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.S., 2004. Evidence for Early LREE-enriched Mantle Source Regions: Diverse Magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia. *Journal of Petrology* 45(8), 1515-1537.
- Smithies, R.H., Howard, H.M., Evins, P.M., Kirkland, C.L., Kelsey, D.E., Hand, M., Wingate, M.T.D., Collins, A.S., Belousova, E., 2011. High-Temperature Granite Magmatism, Crust-Mantle Interaction and the Mesoproterozoic Intracontinental Evolution of the Musgrave Province, Central Australia. *Journal of Petrology* 52(5), 931-958.
- Smithies, R.H., van Kranendonk, M.J., Champion, D.C., 2005. It started with a plume-early Archaean basaltic proto-continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 284-297.
- Söhne P.G., 1944. Geological map of Messina and surrounding country.
- Söhne, P.G., 1946. The geology of the Messina copper mines and surrounding country. *Memoir of the Geological Survey of South Africa* 40, 272 pp.
- Sparks R.S.J. and Marshall L.A., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 99-124.
- Steenfelt, A., Garde, A.A., Moyen, J.F., 2005. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean grey gneisses in West Greenland. *Lithos* 79, 207-228.
- Stein M. and Hofmann A. W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372, 63-68.
- Stern R.A., 1989. Petrogenesis of Archaean sanukitoid suite. PhD thesis, State University of New York at Stony Brook, 275 pp.
- Stern R.J., 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. In: *Condie K.C. and Pease V. (eds.), When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Geological Society of America Special Paper* 440, 265-280.
- Stern R.A., Hanson G.N., 1991. Archaean High-Mg granodiorites : a derivative of light rare earth enriched monzodiorites of mantle origin. *Journal of Petrology* 32, 201-238.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1688-1712.
- Stettler, E.H., du Plessis, J.G., de Beer, J.H., 1988. The structure of the Pietersburg greenstone belt, South Africa, as derived from geophysics. *South African Journal of Geology* 91, 292-303.
- Stevens, G., and Van Reenen, D. D., 1992. Constraints on the form of the P-T loop in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 55(1-4), 279-296.
- Stevens G., Clemens J.D., Droop G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from primitive metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128, 352-370.
- Stevens, G., Droop, G.T.R., Armstrong, R.A., Anhaeusser, C.R., 2002. Amphibolite facies metamorphism in the schapenburg schist belt : a record of the mid-crustal response to 3.23 Ga terrane accretion in the Barberton greenstone belt. *South African Journal of Geology* 105, 271-284.
- Stevens G., Villaros A., Moyen J.F., 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35(1), 9-12.
- Stevenson R., Henry P., Gariépy C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96, 83-99.
- Stormer J.C. and Nicholls J., 1978. XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4(2), 143-159.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematic of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63(2), 773-786.
- Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R.L., 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 255-274.
- Sylvester, P.J., 1994. Archaean granite plutons. In: *Condie, K.C. (Ed.), Archaean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*, vol. 11., Elsevier, Amsterdam, 261-314.
- Sylvester P.J. and Attoh K., 1992. Lithostratigraphy and Composition of 2.1 Ga Greenstone Belts of the West Africa Craton and Their Bearing on Crustal Evolution and the Archean-Proterozoic Boundary. *The Journal of Geology* 100(4), 377-393.

T

- Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A., Hobday D.K., Hunter D.R., Minter W.E.L., 1982. Crustal evolution of South Africa. Chapter 4, *The Golden Proterozoic*, pp. 115-150, Springer-Verlag, 523 pp.

- Tatsumi Y., 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters* 13, 717–720.
- Tatsumi Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 94, 4697–4707.
- Tatsumi Y., 2001. Geochemical modeling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt-mantle interaction: Generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. *Geology* 29(4), 323–326.
- Tatsumi Y., 2008. Making continental crust: The sanukitoid connection. *Chinese Science Bulletin*, 53(11), 1620–1633.
- Tatsumi Y. and Ishizaka K., 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 60(2), 293–304.
- Tatsumi, Y. and Suzuki, T., 2009. Tholeiitic vs. Calc-alkalic Differentiation and Evolution of Arc Crust: Constraints from Melting Experiments on a Basalt from the Izu–Bonin–Mariana Arc. *Journal of Petrology* 50(8), 1575–1603.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293–309.
- Taylor, P. N., Kramers, J. D., Moorbath, S., Wilson, J. F., Orpen, J. L., Martin, A., 1991. Pb/Pb, Sm–Nd and Rb–Sr geochronology in the Archean Craton of Zimbabwe. *Chemical Geology* 87, 175–196.
- Taylor S.R., 1987. Geochemical and petrological significance of the Archaean–Proterozoic boundary. In Pharaoh T.C., Beckinsale R.D., Rickard D. (eds), *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*, Geological Society Special Publication No. 33, pp. 3–8.
- Taylor S. R., and McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific, 312 pp., Boston, Mass..
- Taylor S.R. and McLennan S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33(2), 241–265.
- Thébaud, N. And Rey, P.F., 2012. Archean gravity-driven tectonics on hot and flooded continents: Controls on long-lived mineralised hydrothermal systems away from continental margins. *Precambrian Research*, in press, doi:10.1016/j.precamres.2012.03.001.
- Thompson A.B., Matile L., Ulmer P., 2002. Some Thermal Constraints on Crustal Assimilation during Fractionation of Hydrous, Mantle-derived Magmas with Examples from Central Alpine Batholiths. *Journal of Petrology* 43(3), 403–422.
- Tiepolo M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation–inductively coupled plasma–sector field mass spectrometry. *Chemical Geology* 199(1–2), 159–177.
- Tomkinson, M.J. and King, V.J., 1991. The tectonics of the Barberton greenstone belt: an overview. In: Ashwal, L.D. (ed.), *Two Cratons and an Orogen—Excursion Guidebook and Review Articles for a Field Workshop Through Selected Archaean Terranes of Swaziland, South Africa and Zimbabwe*. IGCP project 280, Department of Geology, University of Witwatersrand, Johannesburg, 69–84.
- Tropper P., Manning C.E., 2005. Very low solubility of rutile in H₂O at high pressure and temperature, and its implications for Ti mobility in subduction zones. *American Mineralogist* 90, 502–505.
- Tsunogae, T., Miyano, T., Van Reenen, D. D., and Smit, C. A., 2004. Ultrahigh temperature metamorphism of the Southern Marginal Zone of the Archaean Limpopo Belt, South Africa. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 99, 213–224.
- Tsunogae T., Yurimoto H., 1995. Single zircon U–Pb geochronology of the Limpopo Belt by secondary ion mass spectrometry. *Geochemical Journal* 29, 197–205.
- Tulloch, A. 1979. Secondary Ca–Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69, 105–117.
- Turner S., Foden J., 2001. U, Th and Ra disequilibria, Sr, Nd and Pb isotope and trace element variations in Sunda arc lavas: predominance of a subducted sediment component. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142(1), 43–57.

U–V

- Valley, J. W., Lackey, J. S., Cavoie, A. J., Clechenko, C. C., Spicuzza, M. J., Basei, M. A. S., Bindeman, I. N., Ferreira, V. P., Sial, A. N., King, E. M., Peck, W. H., Sinha, A. K., and Wei, C. S., 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 561–580.
- van Achterbergh E., Ryan C., Jackson S., Griffin W.L., 2001. In: Sylvester P. (editor), *Appendix 3 data reduction software for LA-ICP-MS in “Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences”*, 29. Mineralogical Association of Canada Short Course, 239–243.
- van den Berg, R. and Huizenga, J.M., 2001. Fluids in granulites of the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 141(5), 529–545.
- Vander Auwera, J., Bogaerts, M., Bolle, O., Longhi, J., 2007. Genesis of intermediate igneous rocks at the end of the Sveconorwegian (Grenvillian) orogeny (S Norway) and their contribution to intracrustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 721–743.
- van der Westhuizen, W.A., de Bruijn, H., Meintjes, P.G., 2006. The Ventersdorp Supergroup. In: Johnson, M.R., Anhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (eds.), *The Geology of South Africa*, Special Publication of the Geological Society of South Africa, Johannesburg/Council of Geoscience, Pretoria, 187–208.

- van Hunen, J., and van den Berg, A.P., 2008. Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere. *Lithos* 103, 217–235.
- van Keken, P.E., Kiefer, B., Peacock, S.M., 2002. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 3. doi:10.1029/2001GC000256.
- van Kranendonk, M.J., 2010. Two types of Archean continental crust: Plume and plate tectonics on early Earth. *American Journal of Science* 310(10), 1187–1209.
- van Kranendonk, M.J., 2011. Onset of Plate Tectonics. *Science* 333, 413–414.
- van Kranendonk, M.J., Collins, W. J., Hickman, A.H., Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archean East Pilbara granite-greenstone terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 131, 173–211.
- van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Hickman, A.H., Champion, D.C., 2007. The East Pilbara Terrane of the Pilbara Craton, Western Australia: formation of a continental nucleus through repeated plume magmatism. In: van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V.C. (eds.), *Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, Amsterdam, 307–337.
- van Kranendonk, M.J., Kröner, A., Hegner, E., Connelly, J., 2009. Age, lithology and structural evolution of the c. 3.53 Ga Theespruit Formation in the Tjakastad area, southwestern Barberton Greenstone Belt, South Africa, with implications for Archean tectonics. *Chemical Geology* 261(1–2), 115–139.
- van Reenen, D. D., 1986. Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt, South Africa. *American Mineralogist* 71, 900–915.
- van Reenen, D. D., and Hollister, L. S., 1988. Fluid inclusions in hydrated granulite facies rocks, Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1057–1064.
- van Reenen, D. D., and Smit, C. A., 1996. The Limpopo Metamorphic Belt, South Africa: 1. Geological Setting and Relationship of the Granulite Complex with the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons. *Petrology*, 4(6), 562–570.
- van Reenen, D. D., Barton, J. M. Jr., Roering, C., Smit, C. A., and van Schalkwyk, J. F., 1987. Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa. *Geology* 15, 11–14.
- van Reenen D.D., Boshoff R., Smit C.A., Perchuk L.L., Kramers J.D., McCourt S., Armstrong R.A., 2008. Geochronological problems related to polymetamorphism in the Limpopo Complex, South Africa. *Gondwana Research* 14, 644–662.
- van Reenen D.D., Perchuk L.L., Smit C.A., Varlamov D.A., Boshoff R., Huizenga J.M., Gerya T.V., 2004. Structural and P–T evolution of a major cross fold in the Central Zone of the Limpopo High Grade Terrane, *Journal of Petrology* 45, 1413–1439.
- van Reenen D.D., Roering C., Ashwal L.D., de Wit M.J., 1992. Regional geological setting of the Limpopo Belt. *Precambrian Research* 55, 1–5.
- Vearncombe, J.R., 1991. A possible Archean Island Arc in the Murchison Belt, Kaapvaal Craton, South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 13, 299–304.
- Veizer J. and Compston W., 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 905–914.
- Veizer J. and Jansen S. L., 1979. Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *The Journal of Geology* 87, 341–370.
- Veizer J. and McKenzie F.T., 2003. Evolution of sedimentary rocks. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, vol. 7, pp. 369–407.
- Vidal, P., Blais, S., Jahn, B.M., Capdevila, R., Tilton, G.R., 1980. U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi archaean greenstone belt (Eastern Finland). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 2033–2044.
- Vielzeuf D. and Holloway J.R., 1988. Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.
- Vijaya Kumar, K., Ernst, W.G., Leelanandam, C., Wooden, J.L., Grove, M.J., 2011. Origin of ~2.5 Ga potassic granite from the Nellore Schist Belt, SE India: textural, cathodoluminescence, and SHRIMP U–Pb data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162, 867–888.
- Villars A., Stevens G., Moyon J.F., Buick I., 2009. The trace-element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158(4), 543–561.
- Vroon P.Z., Van Bergen M.J., White W.M., Varekamp J. C., 1993. Sr-Nd-Pb Isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia: Combined subduction and assimilation of continental material. *Journal of Geophysical Research* 98, 22349–22366.

W

- Walker, J. C. G., 1977. *Evolution of the atmosphere*. New York, NY: Macmillan.
- Walraven, F. and Martini, J., 1995. Zircon Pb-evaporation age determinations of the Oaktree Formation, Chuniespoort Group, Transvaal Sequence: implications for the Transvaal-Griqualand West basin correlations. *South African Journal of Geology* 98, 58–67.
- Walraven, F., Armstrong, R.A., Kruger, F.J., 1990. A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapvaal Craton, the Bushveld Complex and Vredefort Structure. *Tectonophysics* 171, 23–48.

- Wang, Y., Zhang, Y., Zhao, G., Fan, W., Xia, X., Zhang, F., Zhang, A., 2009. Zircon U–Pb geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of Taishan sanukitoids (Shandong): Implications for Neoproterozoic subduction in the Eastern Block, North China Craton. *Precambrian Research* 174, 273–286.
- Watkeys, M.K., 1983. Brief explanatory notes on the provisional geological map of the Limpopo Belt and environs. In: van Biljon, W.J. and Legg, J.H. (eds.), *The Limpopo Belt*, Special Publication of the Geological Society of South Africa 8, 5–8.
- Watkeys M.K., 1984. The Precambrian geology of the Limpopo Belt north and west of Messina. PhD thesis, University of Witwatersrand, Johannesburg, 349 pp.
- Watkeys M.K., Armstrong R.A., 1985. The importance of being alkaline-deformed late Archean lamprophyric dykes, Central Zone, Limpopo Belt. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88, 195–206.
- Watkins, J.M., Clemens, J.D., Treloar, P.J., 2007. Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 91–110.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Westall, F., de Wit, M.J., Dann, J., van der Gaast, S., de Ronde, C.E.J., Gerneke, D., 2001. Early archean fossil bacteria and biofilms in hydrothermally-influenced sediments from the barberton greenstone belt, south africa. *Precambrian Research* 106(1–2), 93–116.
- Westraat, J.D., Kisters, A.F.M., Poujol, M., Stevens, G., 2004. Transcurrent shearing, granite sheeting and the incremental construction of the tabular 3.1 Ga Mpuluzi batholith, Barberton granite-greenstone terrane, South Africa. *Journal of the Geological Society of London* 161, 1–16.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J., Longstaffe, F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: Implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology* 43(8), 1551–1570.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J., Longstaffe, F.J., 2004. Geochemical and isotopic (Nd–O) evidence bearing on the origin of late- to post-orogenic high-K granitoid rocks in the western Superior Province: implications for late-Archaean tectonomagmatic processes. *Precambrian Research* 132, 303–326.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409, 175–178.
- Willbold M., Hegner E., Stracke A., Rocholl A., 2009. Continental geochemical signatures in dacites from Iceland and implications for models of early Archean crust formation. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 44–52.
- Williams, H., Hoffman, P.F., Lewry, J.F., Monger, J.W.H., Rivers, T., 1991. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent. *Tectonophysics* 187(1–3), 117–134.
- Windley, B.F., 1984. The Archean-Proterozoic boundary. *Tectonophysics* 105(1–4), 43–53.
- Wolf, M.B. and Wyllie, P.J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 369–383.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74, 744–719.
- Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M., 2001. Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 331–346.
- Workman R.K., Hart S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231(1–2), 53–72.
- Wronciewicz D.J., Condie K.C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2401–2416.
- Wyllie P.J. and Sekine T., 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 375–380.

X–Y

- Yale L.B., Carpenter S.J., 1998. Large igneous provinces and giant dyke swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 109–122.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., Chu, M.F., 2004. Multiple sources for the origin of granites: Geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68(21), 4469–4483.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Zhao, G., 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late-Archaean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: Geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence. *Precambrian Research* 167, 125–149.
- Yaxley, G.M. and Green, D.H., 1998. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 78, 243–55.

- Yearron, L.M., 2003. Archaean granite petrogenesis and implications for the evolution of the Barberton Mountain Land, South Africa, Ph.D thesis, Kingston University, 315pp
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, 107(5), 505–519.

Z

- Zegers, T.E., de Wit, M.J., Dann, J., White, S.H., 2005. Vaalbara, Earth's oldest assembled supercontinent? A combined structural, geochronological, and paleomagnetic test. *Terra Nova* 10, 250–259.
- Zeh, A. and Gerdes, A., 2012. U–Pb and Lu–Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin? *Precambrian Research* 204–205, 46–56.
- Zeh, A., Gerdes, A., and Barton, J. M. Jr., 2009. Archean Accretion and Crustal Evolution of the Kalahari Craton--the Zircon Age and Hf Isotope Record of Granitic Rocks from Barberton/Swaziland to the Francistown Arc. *Journal of Petrology* (Vol. 50, pp. 933-966).
- Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton J.M., 2007. Archean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa-Botswana): Constraints from Combined U–Pb and Lu–Hf isotope Analyses of Zircon. *Journal of Petrology* 48, 1605–1639.
- Zeh A., Gerdes A., Barton J.M., Klemd R., 2010. U–Th–Pb and Lu–Hf systematic of zircon from TTG's, leucosomes, meta-anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): constraints for the formation, recycling and metamorphism of Palaeoarchaeon crust. *Precambrian Research* 179 (1–4), 50–68.
- Zeh A., Klemd R., Buhlmann S., Barton J.M., 2004b. Pro-and retrograde P–T evolution of granulites of the Beit Bridge Complex (Limpopo Belt, South Africa); constraints from quantitative phase diagrams and geotectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 79–95.
- Zen, E. and Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12, 515–518.
- Zhai M., Kampunzu A.B., Modisi M.P., Bagai Z., 2006. Sr and Nd isotope systematics of the Francistown plutonic rocks, Botswana: implications for Neoproterozoic crustal evolution of the Zimbabwe craton. *Geologische Rundschau* 95, 355–369.
- Zhang X., Mao Q., Zhang H., Zhai M., Yang Y., Hu Z., 2011. Mafic and felsic magma interaction during the construction of high-K calc-alkaline plutons within a metacratonic passive margin: The Early Permian Guyang batholith from the northern North China Craton. *Lithos*, 125 (1–2), 569–591.

Annexe 1

Méthodes et techniques analytiques

A1.1. Sciage et broyage

Afin de les préparer en vue des analyses chimiques (aussi bien sur roche totale que minéraux séparés), les échantillons prélevés sur le terrain suivent un protocole classique de réduction par sciage et broyage. La phase de sciage consiste en premier lieu à éliminer une éventuelle couche d'altération identifiable à l'œil nu sur la surface de l'échantillon. L'expérience a démontré que cette couche pouvait atteindre une épaisseur de plusieurs cm, d'où l'utilité de cette procédure. Dans un second temps, la partie « fraîche » de l'échantillon est débitée en cubes de ~3 cm de côté en moyenne, afin de fournir des fragments de roche d'une taille suffisamment réduite pour être insérés dans le concasseur à mâchoires.

Dans ce dernier, l'échantillon subit généralement plusieurs passages afin d'obtenir une fraction granulométrique infra-centimétrique. Dans le cas de la préparation d'échantillons en vue des analyses roche totale, cette fraction est ensuite introduite dans un broyeur à anneaux d'agate (Siebtechnik) afin d'être pulvérisée. Bien qu'une masse de gravier relativement faible (~100 g) soit suffisante pour le passage en broyeur à anneaux d'agate, on en prépare généralement davantage (>1 kg) afin d'assurer une certaine homogénéité, représentative de l'échantillon initial.

En règle générale, c'est durant cette phase de réduction de l'échantillon que la contamination est la plus probable, en particulier la contamination par les appareils de sciage et broyage, ainsi que la contamination croisée (entre les échantillons). Le passage en broyeur à anneaux d'agate pourrait éventuellement perturber la teneur en silice de l'échantillon, mais cette contamination est naturellement infime dans le cas d'échantillons géologiques silicatés. De la même manière, les scies et le broyeur à mâchoires (en acier) pourraient induire une éventuelle contamination en Fe, mais celle-ci est considérée comme négligeable au regard des concentrations en cet élément dans les roches analysées (1–12 wt.% Fe₂O₃). Par ailleurs, dans le cas du broyeur à mâchoires, l'appareil est conçu de telle manière à ce que l'échantillon

soit réduit par des chocs entre les fragments de roche eux-mêmes plutôt que par écrasement entre les mâchoires d'acier.

Afin d'éviter tout problème de contamination croisée, les appareils de broyage sont soigneusement nettoyés entre deux échantillons différents (air comprimé et alcool). En outre, la pulvérisation en broyeur à anneaux d'agate fait l'objet d'une attention particulière, chaque échantillon étant pulvérisé trois fois d'affilée. Le premier passage est réalisé afin de pré-contaminer le broyeur par l'échantillon lui-même, la poudre obtenue étant jetée. Celle résultant du second passage est conservée pour les analyses en éléments majeurs (pour lesquels une éventuelle contamination ne sera pas significative), et celle obtenue au troisième passage (considéré comme le plus « propre ») pour la détermination de la composition en éléments traces et des compositions isotopiques Sm–Nd.

A1.2. Analyse des éléments majeurs

Les analyses en éléments majeurs des échantillons de roche totale provenant des plutons de Duiwelskloof, Mashashane, Matlala, Moletsi et Turfloop ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans, sur l'ICP-AES Jobin-Yvon Ultima C. La procédure décrite ci-dessous retrace le protocole d'analyse appliqué pour ces échantillons. En ce qui concerne ceux provenant des plutons de Bulai et Matok, les analyses ont été conduites par le laboratoire indépendant Acme Analytical Laboratories (AcmeLabs) à Vancouver (Canada) ; le protocole analytique appliqué par cet organisme est rigoureusement le même que celui que nous avons utilisé pour les échantillons analysés au LMV.

A1.2.1. Perte au feu

La perte au feu (LOI pour *Loss Of Ignition*) est déterminée en deux étapes. La première consiste à placer ~1 g de poudre d'échantillon dans un four à 110°C pendant ~2 h afin d'éliminer par évaporation l'eau « superficielle » (par exemple, condensée sur la poudre pendant le stockage de l'échantillon). Dans un second temps, l'échantillon est placé pendant la même durée dans un four à 1000°C, pour extraire l'eau contenue dans la structure interne des minéraux.

Après chaque étape, l'échantillon est pesé, et la perte au feu (en % poids) correspond à la différence entre les masses de poudre mesurées avant et après chauffage, normalisées à la masse initiale de l'échantillon. Les valeurs obtenues après le passage à 100°C sont très faibles (généralement <0.1%). Celles obtenues après chauffage à 1000°C ne doivent pas être considérées comme représentatives de la teneur en eau de l'échantillon ; en revanche, on considère qu'il s'agit d'un bon indicateur, au premier ordre, pour estimer son état d'altération. En effet, les minéraux d'altération sont surtout des phyllosilicates (argiles au sens large) contenant de l'eau sous forme moléculaire entre les feuillets, dont l'évaporation sera privilégiée par rapport à l'eau contenue sous forme de groupements hydroxylés (OH⁻) dans le réseau cristallin de minéraux magmatiques (amphibole, micas...). Ainsi, si le LOI de l'échantillon est inférieur à 1%, on considère que celui-ci est frais. C'est le cas d'une très grande majorité des roches analysées dans le cadre de cette étude.

Par ailleurs, afin d'obtenir une information supplémentaire sur l'état d'altération de nos échantillons, nous avons appliqué la méthode de Ohta & Arai (2007). Cette méthode consiste à placer les compositions en éléments majeurs des échantillons dans un diagramme ternaire MFW (pour *Mafic-Felsic-Weathering*). Le détail du calcul des trois paramètres M, F et W est donné ci-dessous:

$$M = \exp[-0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266]$$

$$F = \exp[0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892]$$

$$W = \exp[0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374]$$

D'après Ohta et Arai (2007), cette méthode est plus représentative de l'état d'altération de l'échantillon que les autres index d'altération, dans la mesure où ces derniers ne prennent en compte que 2 à 4 oxydes majeurs (c'est par exemple le cas du *Chemical Index of Alteration* de Nesbitt & Young, 1982 : $\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$) alors que leur calcul est basé sur 8 d'entre eux et repose sur une analyse en composantes principales de 289 échantillons de référence montrant divers états d'altération sous différentes conditions climatiques.

Dans le diagramme MFW (Figure A.1), des échantillons « frais » se répartissent selon une tendance reliant les deux pôles M et F (correspondant à l'évolution « magmatique » entre des termes mafiques et des termes felsiques), alors que des échantillons altérés seront déplacés vers le pôle W, d'autant plus que leur état d'altération est important. On observe que tous les échantillons considérés dans cette étude se répartissent entre les pôles M et F (Figure A.1), selon la tendance « magmatique » définie par Ohta & Arai (2007), confirmant qu'ils ne sont pas altérés de manière significative.

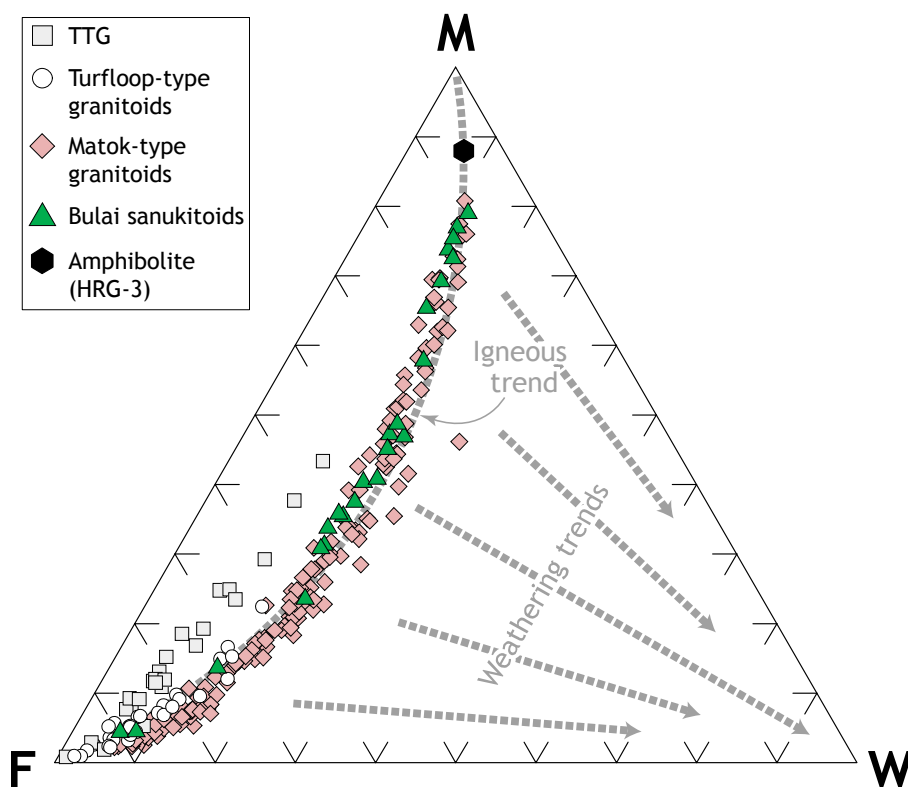


FIGURE A.1 : Diagramme ternaire MFW de Ohta & Arai (2007) définissant l'état d'altération des roches magmatiques. L'ensemble des échantillons analysés ou considérés (échantillons de la littérature utilisés dans le Chapitre 6) dans cette étude se répartissent le long de la tendance « magmatique », et très peu d'entre eux s'en écartent en direction du pôle W (pour Weathering), indiquant qu'ils ne sont pas altérés de manière significative.

A1.2.2. Mise en solution

En vue de l'analyse des éléments majeurs, l'échantillon est mis en solution en deux étapes. Premièrement, 0.1 g de poudre ($\pm 1\%$) est mélangée à un fondant constitué de 0.3 g ($\pm 10\%$) de métaborate de lithium (LiBO_2). Le tout est placé dans un creuset en graphite et porté en quelques minutes à une température de $\sim 1100^\circ\text{C}$ dans un four à induction magnétique.

Deuxièmement, la perle magmatique obtenue est instantanément trempée, et progressivement dissoute, dans une solution d' HNO_3 dilué ($\sim 7 \text{ mol.L}^{-1}$). Celle-ci est ensuite filtrée et l'adjonction d'eau déminéralisée (à $\sim 18 \text{ }\Omega.\text{cm}^{-1}$ par un procédé d'osmose inverse MilliQ) permet d'obtenir une solution-mère diluée d'un facteur 2000.

A1.2.3. Analyse

La solution contenant l'échantillon est introduite dans l'ICP-AES (Figure A.2) selon un débit constant, grâce à l'utilisation d'une pompe péristaltique. En premier lieu, la solution est transformée en un aérosol de fines gouttelettes par adjonction d'un flux d'argon au niveau du nébuliseur ; ensuite, les plus grosses gouttes seront éliminées dans la chambre de nébulisation afin d'obtenir un aérosol fin et régulier. Une certaine fraction de cet aérosol est ensuite transférée vers la torche à plasma d'argon.

Celle-ci est constituée par une bobine à induction, dans laquelle le passage d'un courant électrique alternatif à haute fréquence ($> 50 \text{ MHz}$) va générer un champ magnétique très intense. Ce dernier va permettre l'ionisation de certains atomes d'argon, qui, de ce fait, vont jouer le rôle de conducteur et permettre l'échauffement du plasma par effet Joule. De même, les collisions entre atomes d'argon ionisés et non ionisés vont permettre d'entretenir le plasma, maintenant des températures élevées, de l'ordre de 6000 à 8000 K. L'introduction de l'échantillon, sous forme d'aérosol, dans ce milieu à très haute température aura deux conséquences :

- (1) l'**atomisation** des molécules qui le constituent ;
- (2) l'**ionisation** des atomes ainsi séparés.

On utilise un plasma d'argon car cet élément chimique présente une énergie d'ionisation nettement plus élevée que celles de la plupart des éléments chimiques étudiés. Ainsi, après leur passage dans le cœur du plasma d'argon, la majorité des atomes constituant l'aérosol sont ionisés avec un rendement élevé ($\sim 75\%$). Cette ionisation s'exprime par un niveau énergétique élevé et, par conséquent, instable. En retournant à un niveau d'énergie fondamental, ces atomes vont émettre un rayonnement lumineux dont la longueur d'onde (dans les domaines UV et visible) est spécifique à chaque élément chimique. Ce rayonnement est mesuré grâce à un dispositif optique constitué de deux spectromètres :

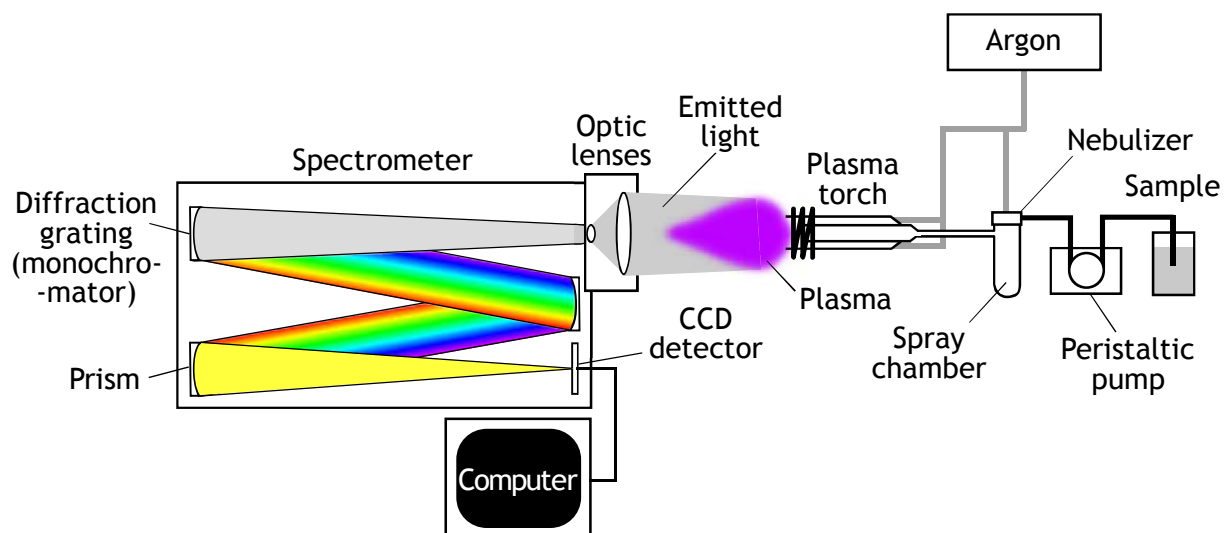


FIGURE A.2 : Schéma de principe de l'ICP-AES Jobin-Yvon Ultima C du Laboratoire Magmas et Volcans.

- (1) un **polychromateur** qui permet de mesurer l'intensité lumineuse simultanément sur plusieurs longueurs d'onde ;
- (2) un **monochromateur** dont le rôle est d'analyser une seule longueur d'onde avec une très haute résolution afin de s'affranchir des interférences optiques entre raies d'émission qui sont en général très nombreuses dans une solution multi-élémentaire.

Pour une longueur d'onde donnée et sur une très large gamme de concentration (jusqu'à 10^5 fois la limite de détection), l'intensité lumineuse mesurée par les spectromètres est directement proportionnelle à la concentration de l'élément correspondant dans l'aérosol. De ce fait, les intensités sont mesurées en utilisant une droite d'étalonnage à deux points :

- (1) un « **point bas** » correspondant à un « blanc », solution pure de l'acide dans lequel les échantillons sont introduits dans le spectromètre ;
- (2) un « **point haut** » correspondant à une solution de concentration connue pour tous les éléments et pour laquelle, de préférence, les concentrations ne sont pas trop différentes de celles des échantillons. Dans le cas de nos analyses, cette solution étalon était constituée par le standard naturel DR-N.

A1.2.4. Fiabilité des mesures

La précision et la justesse de nos analyses ont été quantifiées en analysant de manière répétée le standard naturel BHVO-1 (basalte), matériel de référence de l'USGS, au nombre de

deux fois au cours de chaque session analytique pour un total de 20 analyses. De même, certains échantillons ont été dupliqués afin de comparer la reproductibilité des standards à celle des échantillons. Les résultats sont présentés dans le Tableau A.1.

En ce qui concerne le standard BHVO-1, la reproductibilité est meilleure que 2.5% relatif pour la majorité des éléments, à part Na₂O (~8%), K₂O (~12%) et P₂O₅ (~8%). Ces mauvaises reproductibilités proviennent vraisemblablement des faibles concentrations mesurées : en effet, dans nos échantillons, les teneurs en P₂O₅ sont peu différentes de celles du standard et, de fait, les reproductibilités ne sont pas meilleures (RSD = 4–10%). Par contre, nos échantillons sont plus riches en Na₂O et K₂O (1–7 pds.%) que BHVO-1 (0.5–2.3 pds.%), et les concentrations en ces oxydes y sont nettement mieux reproduites (RSD ≤ 5% pour Na₂O et ≤ 3% pour K₂O). D'autre part, deux éléments en trace (Sr et Ba) ont été analysés par ICP-AES ; les teneurs en Ba présentent une très mauvaise reproductibilité en ce qui concerne BHVO-1 (~23%) mais elle est bien meilleure dans le cas de nos échantillons (1–5%). Comme pour les éléments majeurs, les concentrations en Sr présentent des RSD inférieurs à 2% dans tous les cas. Par ailleurs, la justesse de nos mesure est de bonne qualité, puisque les concentrations obtenues sur le standard BHVO-1 sont en très bon accord avec les valeurs certifiées par l'USGS au regard des incertitudes estimées sur la base de la reproductibilité externe (Tableau A.1).

	BHVO-1 certifié	BHVO-1 mesuré (N = 20)	± 2σ	RSD (%)	MTL- 46	MTL- 46 (dupl.)	RSD (%)	MTL- 05	MTL- 05 (dupl.)	RSD (%)	MTL- 43	MTL- 43 (dupl.)	RSD (%)
<i>Oxydes majeurs (pds.%)</i>													
SiO ₂	49.94	49.51	0.31	0.6	62.83	62.48	0.6	66.51	66.47	0.1	64.71	64.85	0.2
Al ₂ O ₃	13.80	13.49	0.12	0.9	14.58	14.66	0.6	13.40	13.39	0.1	13.59	13.63	0.3
Fe ₂ O ₃	12.23	12.37	0.13	1.1	6.15	6.21	0.8	5.54	5.58	0.9	6.10	6.08	0.2
MgO	7.23	7.36	0.18	2.4	2.73	2.77	1.4	1.87	1.87	0.2	1.78	1.82	2.5
CaO	11.40	11.50	0.29	2.5	4.14	4.15	0.3	3.13	3.07	1.9	3.89	3.85	1.2
Na ₂ O	2.26	2.27	0.18	7.9	3.48	3.39	2.7	3.98	4.16	4.5	4.09	3.98	2.8
K ₂ O	0.52	0.51	0.06	11.7	3.18	3.08	3.3	2.75	2.74	0.4	2.91	2.97	2.1
TiO ₂	2.71	2.79	0.04	1.4	0.90	0.92	1.6	0.99	1.00	1.0	1.32	1.30	1.6
MnO	0.17	0.17	0.00	1.7	0.10	0.10	0.6	0.09	0.09	1.1	0.09	0.08	1.3
P ₂ O ₅	0.27	0.29	0.02	7.9	0.47	0.51	6.6	0.43	0.47	9.1	0.53	0.51	4.4
<i>Éléments mineurs (pds.%)</i>													
Ba	0.0139	0.0176	0.0040	22.6	0.0563	0.0552	2.1	0.0510	0.0489	4.3	0.0859	0.0855	0.5
Sr	0.0403	0.0401	0.0007	1.7	0.0362	0.0370	2.1	0.0256	0.0259	1.0	0.0413	0.0410	0.7

TABLEAU A.1 : Reproductibilité du standard BHVO-1 pour les éléments majeurs et mineurs (Sr et Ba) mesurés à l'ICP-AES au Laboratoire Magmas et Volcans (moyenne de 20 analyses), ainsi que celle des échantillons dupliqués pour la totalité du protocole d'analyse.

A1.3. Analyse des éléments en trace

Afin de déterminer les concentrations des éléments en trace dans les échantillons de roche totale des plutons de Mashashane, Matlala, Moletsi et des autres granitoïdes du bloc de Pietersburg (TTG et granites de « type T »), nous avons utilisé l'ICP-MS Agilent 7500cs du Laboratoire Magmas et Volcans. La procédure présentée ci-dessous décrit le protocole de préparation et d'analyse. Celui-ci diffère quelque peu de la procédure utilisée par AcmeLabs pour l'analyse des éléments trace dans les échantillons provenant des plutons de Bulai et Matok, aussi celle-ci est-elle décrite dans une partie séparée (Section A1.3.5).

A1.3.1. Mise en solution

La mise en solution des échantillons suit un protocole classique de digestion par voie humide utilisant des acides forts, résumé dans la Figure A.3. Le but de cette procédure est de briser complètement les réseaux silicatés afin que tous les atomes constituant l'échantillon soient en solution. A cet effet, 0.1 g ($\pm 5\%$) de poudre d'échantillon est placée dans un récipient en téflon (Savillex[®]) d'une contenance de 15 mL, dans lequel on ajoute 2.5 mL d'un mélange d'HF (29 mol.L⁻¹) et HNO₃ (14 mol.L⁻¹) dans les proportions 4:1. L'ensemble est placé ~24 h sur une plaque chauffante à 75°C, puis on ajoute 3.2 mL d'un mélange d'HNO₃ (7 mol.L⁻¹) et HClO₄ concentré (dans les proportions 15:1). L'acide perchlorique (HClO₄) permet de briser plus efficacement les liaisons covalentes du réseau silicaté, ainsi que d'éliminer les fluorures formés lors de l'évaporation de l'HF. Après évaporation complète, la digestion se poursuit ~24 h à 75°C dans 5 mL d'HCl (6 mol.L⁻¹) avant évaporation.

Dans les matériaux granitiques à dioritiques, il est fréquent que des phases réfractaires ne soient pas complètement dissoutes, ce qui peut avoir un impact sur la composition de la solution, ces minéraux retenant préférentiellement certains éléments chimiques. C'est typiquement le cas du zircon, très difficile à mettre en solution et contenant la majorité du Zr, de l'Hf et des HREE de la roche. Pour remédier à ce problème, une attaque acide en bombe sous pression a également été menée sur tous les échantillons de roche totale (Figure A.3). Celle-ci consiste d'abord à récupérer par centrifugation le résidu non dissous lors de la procédure de digestion décrite ci-dessus, puis à le charger dans un pilulier en téflon, dans lequel on ajoute 0.125 mL d'un mélange d'HF et HNO₃ concentrés (29 et 14 mol.L⁻¹ respectivement, dans les proportions 4:1). Les piluliers sont ensuite placés dans un vase

contenant lui-même 5 mL d'HF concentré (afin d'assurer une « atmosphère » acide propice à la dissolution des résidus), le tout étant scellé dans une bombe métallique que l'on place ~3 jours à 210°C. Les résidus ainsi dissous sont ensuite repris avec de l'HCl (6 mol.L⁻¹) afin d'être incorporés à l'échantillon. Cette incorporation se fait à chaud, pendant ~24 h à 75°C.

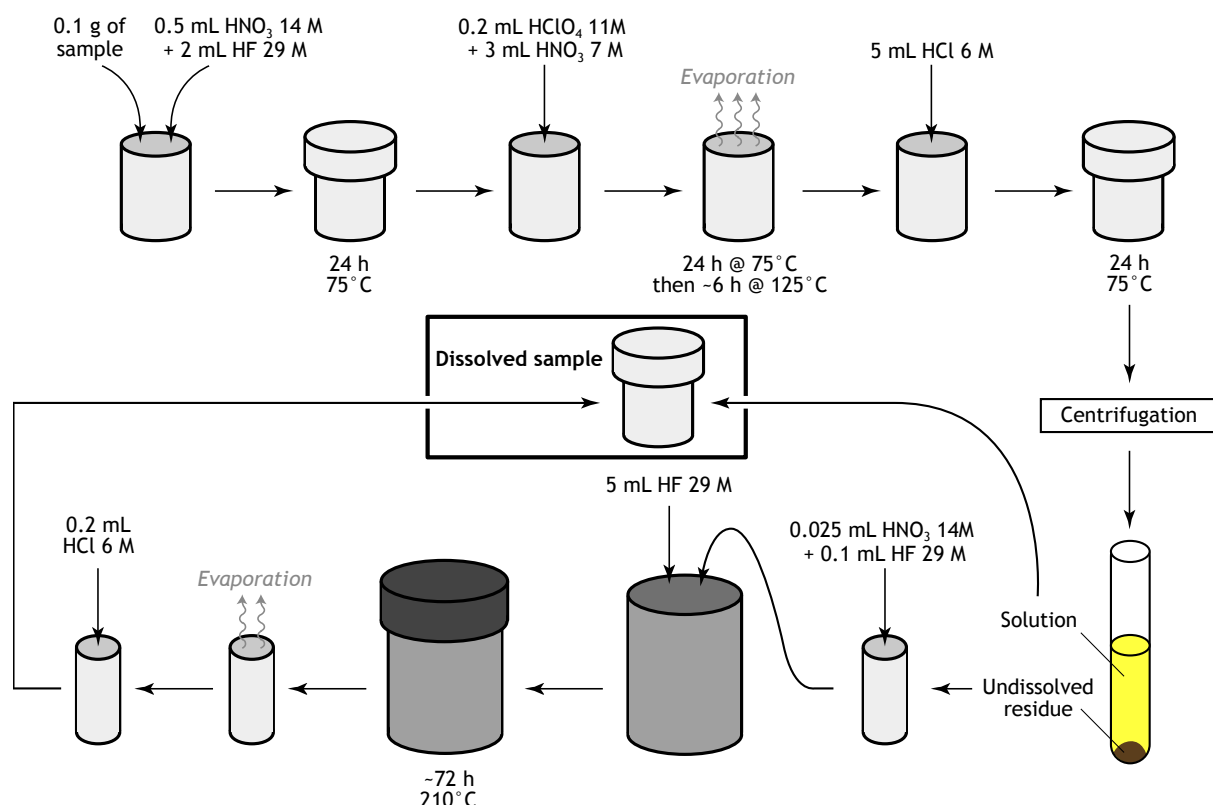


FIGURE A.3 : Protocole de mise en solution des échantillons en vue de l'analyse des éléments en trace et des isotopes Sm–Nd. La partie inférieure du schéma représente l'attaque en bombe sous pression (récipient gris foncé) destiné à dissoudre les minéraux les plus réfractaires.

A titre de comparaison, nous avons mesuré les concentrations des éléments en trace dans un échantillon de granodiorite contenant beaucoup de zircon (MTL-43), d'une part après mise en solution et attaque en bombe, tel que décrit ci-avant, et d'autre part après mise en solution classique sans attaque en bombe. Les résultats sont comparés dans la Figure A.4 : aucune différence n'est observable pour la majorité des éléments chimiques (au regard de l'incertitude analytique définie sur la base de la reproductibilité externe des standards ; voir Section A1.3.3), à l'exception de Zr, Hf, U, Yb et Lu dont les concentrations sont sous-estimées de 8 à 20% dans le cas de l'échantillon n'ayant pas fait l'objet d'une attaque en bombe sous pression, ce qui justifie pleinement l'utilisation de cette approche.

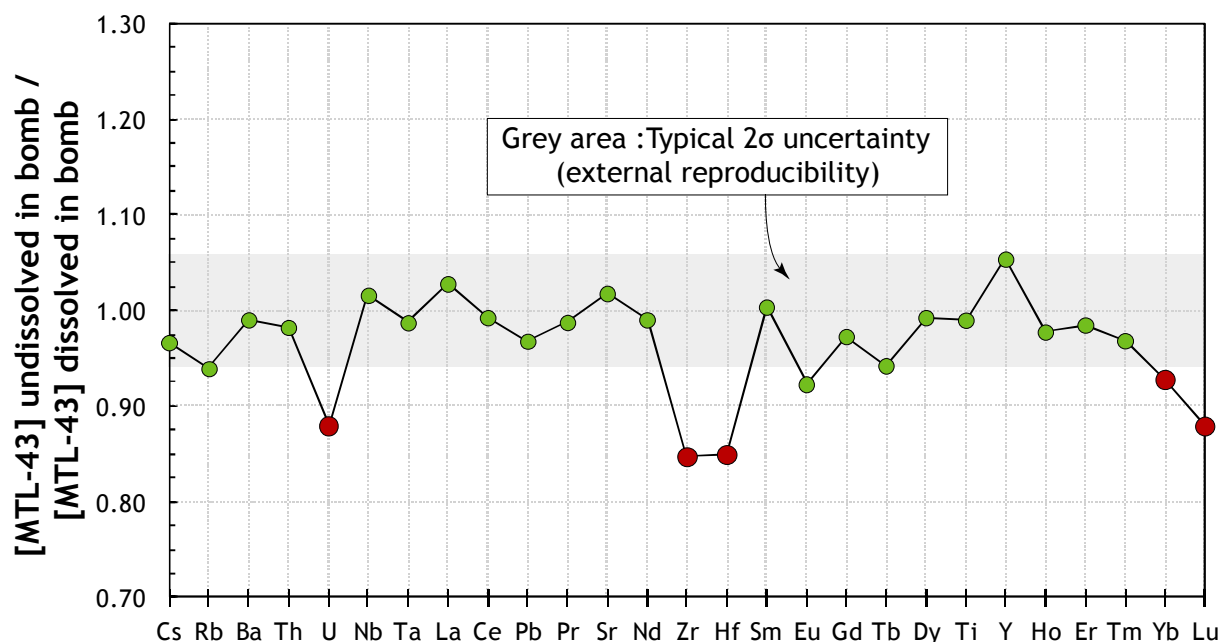


FIGURE A.4 : Comparaison entre les concentrations de l'échantillon MTL-43, mesurées sans attaque en bombe sous pression et après attaque en bombe sous pression. Les points en rouge représentent les éléments pour lesquels la concentration mesurée est très inférieure à la gamme d'incertitude de $\pm 6\%$.

A1.3.2. Analyse

Après la mise en solution, l'échantillon est mis à sec puis repris en HNO_3 concentré ~ 24 h à 75°C , puis en HNO_3 dilué (7 mol.L^{-1}) pendant la même durée. Il est ensuite transvasé dans un flacon en polystyrène destiné à contenir la solution-mère, préparée par l'ajout de HNO_3 (7 mol.L^{-1}). Afin de ne pas saturer les collecteurs de l'ICP-MS lors de l'analyse et de limiter les effets de matrice (notamment liés à la présence des éléments majeurs, puisqu'aucune séparation chimique n'est effectuée), une solution-fille est préparée en diluant les échantillons. A cet effet, un aliquote de la solution-mère est placée dans un second flacon en polystyrène, la solution étant complétée par l'ajout d'eau distillée. La masse de l'aliquote est ajustée de manière à respecter le facteur de dilution imposé (en général, ~ 4000) et une molarité de la solution d' HNO_3 idéale pour l'analyse à l'ICP-MS, à savoir $\sim 0.4 \text{ mol.L}^{-1}$.

Cette solution est introduite dans l'ICP-MS (Figure A.5), nébulisée et ionisée dans un plasma d'argon de manière similaire à ce qui a été décrit dans le cas de l'ICP-AES (voir Section 1.2b). Au sein de l'ICP-MS, cette étape se déroule à pression atmosphérique, et les atomes ionisés au sein du plasma d'argon vont ensuite être transférés vers la partie de

l'appareil sous vide par le biais d'un système de 2 cônes en nickel successifs. La pointe de ces cônes, percée afin d'assurer le passage des ions, est orientée vers la torche à plasma. Entre les deux cônes, refroidis en permanence par une circulation d'eau, se trouve un « sas » où la pression est maintenue à ~ 2 mbar par une pompe à palette. Après le passage du second cône (dit « écumoire »), le flux d'ions pénètre dans un vide de $\sim 10^{-6}$ mbars, où il est d'abord focalisé par un système de lentilles, puis passe à travers la cellule de collision. Le but de celle-ci est de limiter les interférences polyatomiques en supprimant les molécules qui n'auraient pas été atomisées au cours de leur passage dans le plasma. Celles-ci présentent une section de collision plus élevée que des ions monoatomiques, aussi les élimine-t-on en introduisant, dans la cellule de collision, un gaz inerte (He) dont les atomes vont constituer des « obstacles » au parcours des molécules.

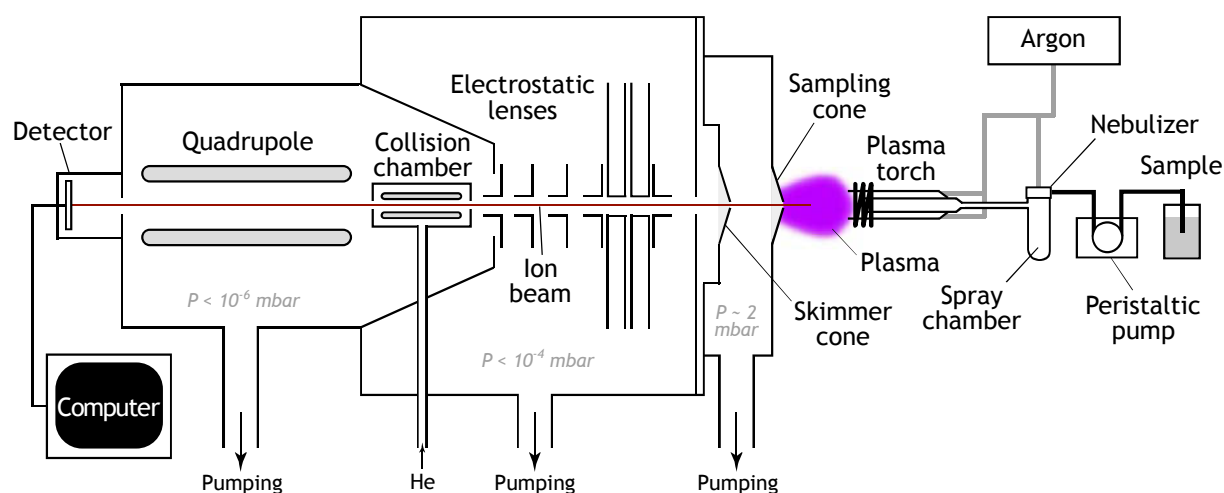


FIGURE A.5 : Schéma de principe de l'ICP-MS Agilent 7500cs du Laboratoire Magmas et Volcans.

Par la suite, le faisceau ionique est introduit dans le quadrupôle proprement dit. Celui-ci est constitué de quatre barreaux de Mo dans lesquels sont appliqués, de façon symétrique, un courant alternatif qui permet de dévier les ions en leur faisant décrire des oscillations dont l'amplitude varie selon leur rapport masse/charge. Chaque valeur de tension appliquée permet donc aux ions d'un seul élément chimique de présenter une trajectoire stable à travers le quadrupôle, lui permettant d'atteindre le détecteur. De cette façon, l'acquisition est effectuée en appliquant successivement différentes tensions au quadrupôle, correspondant aux différents éléments chimiques dont on souhaite mesurer la concentration.

Le flux d'ions qui atteint le détecteur est converti en courant électrique par un multiplicateur d'électrons, qui permet d'amplifier le signal collecté dont l'intensité est généralement faible. L'intensité du courant ainsi démultipliée est directement proportionnelle à la concentration en l'élément correspondant dans l'échantillon. Afin de déterminer les concentrations en éléments traces, on se base donc sur une droite de calibration construite à partir de deux points :

- (1) un « **points bas** » représenté par un blanc (de concentration supposée nulle pour tous les éléments) constitué par la solution d' HNO_3 diluée à 0.4 mol.L^{-1} ;

- (2) un « **point haut** » constitué par une solution standard de concentration connue (standard de calibration), qui peut être un standard de roche naturel ou une solution synthétique. Le standard naturel a l'avantage de limiter les effets de matrice par rapport à la solution synthétique, dans la mesure où l'on choisit comme référence une roche silicatée de nature et de composition proche de celle de nos échantillons. Par contre, la solution synthétique est préparée à partir de solutions de concentrations bien connues, alors que l'incertitude sur la composition du standard naturel est plus importante. Afin de comparer ces deux sources d'erreur, les concentrations de nos échantillons ont systématiquement été déterminées en utilisant deux solutions standard différentes :

- (1) Un **standard naturel**, le granite G-2 de l'USGS. Le choix de ce standard est justifié par sa composition de granodiorite calco-alcaline ($\sim 69 \text{ wt.}\% \text{ SiO}_2$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} = 6.6$) et potassique ($\sim 4.5 \text{ wt.}\% \text{ K}_2\text{O}$) et le fait que ses concentrations en éléments en trace sont bien contraintes puisqu'elles ont fait l'objet de nombreuses caractérisations par différentes techniques d'analyses (Govindaraju, 1989, 1994 ; Gladney *et al.*, 1992 ; Liang & Grégoire, 2000 ; Meisel *et al.*, 2002 ; Panteeva *et al.*, 2003 ; Willbold & Jochum, 2005 ; Pretorius *et al.*, 2006).

- (2) Une **solution synthétique** préparée à partir de plusieurs solutions contenant différents groupes d'éléments en trace (solutions CMS 1 à 5 de concentration connue). Les quantités de chacune d'entre elles ont été ajustées afin d'obtenir des concentrations sur la solution finale de $\sim 4.5 \text{ ppb}$. Cette concentration est moyenne par rapport à celles présentées par les solutions-filles des échantillons (~ 0.05 à $\sim 200 \text{ ppb}$ selon les éléments et après dilution).

Par ailleurs, lors d'une session d'analyse durant plusieurs heures, l'évolution des conditions analytiques induit une dérive dans les mesures des solutions de référence (blanc et standard de calibration). En règle générale, pour un élément chimique donné, cette dérive est linéaire au cours de la session ou, tout du moins, monotone. Par conséquent, les concentrations des échantillons ont été déterminées par « *standard bracketing* » en supposant que le signal et le bruit de fond (estimé par la mesure du blanc de calibration) évoluent de manière linéaire entre deux mesures : tous les 3 ou 4 échantillons, on analyse un blanc et un standard de calibration, ce qui permet de corriger en même temps de la dérive analytique et de la contribution du blanc (bruit de fond). Ainsi, les concentrations en un élément i de 3 échantillons E1, E2 et E3 analysés successivement entre 2 standards et 2 blancs sont déterminées par interpolation linéaire :

$$\left. \begin{aligned} C_{E1}^i &= C_{Std}^i \times \frac{I_{E1}^i - (2/3 \times I_{BlcA}^i + 1/3 \times I_{BlcB}^i)}{(2/3 \times I_{StdA}^i + 1/3 \times I_{StdB}^i) - (2/3 \times I_{BlcA}^i + 1/3 \times I_{BlcB}^i)} \times \frac{f_{E1}}{f_{Std}} \\ C_{E2}^i &= C_{Std}^i \times \frac{I_{E2}^i - (1/2 \times I_{BlcA}^i + 1/2 \times I_{BlcB}^i)}{(1/2 \times I_{StdA}^i + 1/2 \times I_{StdB}^i) - (1/2 \times I_{BlcA}^i + 1/2 \times I_{BlcB}^i)} \times \frac{f_{E2}}{f_{Std}} \\ C_{E3}^i &= C_{Std}^i \times \frac{I_{E3}^i - (1/3 \times I_{BlcA}^i + 2/3 \times I_{BlcB}^i)}{(1/3 \times I_{StdA}^i + 2/3 \times I_{StdB}^i) - (1/3 \times I_{BlcA}^i + 2/3 \times I_{BlcB}^i)} \times \frac{f_{E3}}{f_{Std}} \end{aligned} \right\} \quad (A.1)$$

Où I représente l'intensité mesurée (en nombre de coups par seconde) lors de l'analyse, BlcA et StdA représentant le blanc et le standard de calibration mesurés *avant* la série d'échantillons et BlcB et StdB le blanc et le standard de calibration mesurés *après* la série d'échantillons. $f_{E1,2,3}$ et f_{Std} représentent les facteurs de dilution calculés pour les échantillons et la solution standard, respectivement.

A1.3.3. Fiabilité des mesures

Afin de déterminer la justesse de nos mesures, nous avons analysé plusieurs standards de roche. Par opposition au standard de calibration (voir Section A1.3.2), ceux-ci ont été traités comme des échantillons lors du calcul des concentrations, le but étant de comparer les valeurs obtenues aux valeurs de référence publiées dans la littérature. Les standards analysés sont des matériaux de référence de l'USGS : RGM-1 (rhyolite), DR-N (diorite) et G-2 (granite). Dans le cas de ce dernier, sa composition en éléments en trace a été déterminée uniquement en utilisant la solution synthétique CMS en tant que standard de calibration. D'autre part, la précision des analyses est estimée sur la base de la reproductibilité externe des standards

	Granite G-2 (USGS)					Rhyolite RGM-1 (USGS)					Diorite DR-N (CRPG, Nancy)				
	Moy. (ppm) N=13	± 2σ	RSD %	Ref.	± 2σ	Moy. (ppm) N=8	± 2σ	RSD %	Ref.	± 2σ	Moy. (ppm) N=6	± 2σ	RSD %	Ref.	± 2σ
Cs	1.4	0.1	4.3	1.34	0.15	10.5	0.4	3.5	9.6	0.6	6.6	0.2	3.1	6.46	0.2
Rb	184.1	15.3	8.3	170	25	140.1	10.3	7.3	150	8	67.8	4.3	6.3	73	2
Ba	1883	113	6.0	1880	150	834	31	3.7	810	46	393	5	1.3	385	25
Th	24.9	0.5	1.8	25	3	14.9	0.3	1.7	15	1.3	5.0	0.5	10.6	5	0.25
U	2.0	0.0	1.3	2.07	0.3	5.6	0.2	3.2	5.8	0.5	1.5	0.2	12.7	1.5	0.08
Nb	12.5	0.6	4.5	12	2	9.0	0.1	1.5	8.9	0.6	7.3	0.3	4.7	7	0.44
Ta	0.78	0.04	5.0	0.7	0.2	0.87	0.04	4.1	0.95	0.1	0.55	0.01	2.0	0.6	0.06
La	90.7	5.9	6.5	89	10	24.0	0.9	3.6	24	1.1	21.9	0.7	3.4	21.5	0.95
Ce	164.3	10.2	6.2	160	12	46.9	2.3	4.9	47	4	45.8	2.4	5.1	46	1.75
Pb	31.0	1.0	3.3	30	5	24.2	0.6	2.6	24	3	55.8	0.5	0.9	55	2.2
Pr	17.00	0.67	3.9	18	2	5.36	0.16	2.9			5.69	0.17	3.0	5.7	0.35
Sr	510.3	32.8	6.4	478	50	108.4	4.9	4.5	110	10	416.9	20.5	4.9	400	22
Nd	55.5	2.1	3.7	55	4	19.9	0.5	2.6	19	1	23.9	0.7	3.0	23.5	1.15
Zr	290.6	24.7	8.5	309	35	232.1	33.5	14.4	220	20	133.5	17.3	13.0	125	11
Hf	7.2	0.9	12.3	7.9	1	6.5	1.0	14.9			3.4	0.3	10.0	3.5	0.33
Sm	7.44	0.27	3.7	7.2	0.8	4.10	0.10	2.3	4.3	0.3	5.39	0.21	4.0	5.4	0.29
Eu	1.52	0.06	3.6	1.4	0.2	0.69	0.02	3.1	0.66	0.08	1.45	0.12	8.5	1.45	0.06
Gd	4.31	0.12	2.8	4.3	0.8	3.88	0.09	2.4	3.7	0.4	4.65	0.19	4.1	4.7	0.4
Tb	0.54	0.03	5.1	0.48	0.1	0.63	0.03	4.8			0.75	0.05	6.7	0.77	0.04
Dy	2.25	0.06	2.7	2.4	0.6	3.81	0.17	4.4	4.1	0.1	4.91	0.12	2.5	4.6	0.33
Ti	2687	235	8.7	2924	300	1481	61	4.1			6017	375	6.2		
Y	9.6	0.4	4.3	10	1.5	22.7	1.2	5.1	25	3	26.4	0.6	2.3	26	1.8
Ho	0.37	0.01	3.2	0.4	0.06	0.80	0.04	4.9			1.00	0.04	3.5	1	0.06
Er	0.99	0.02	2.4	0.92	0.12	2.41	0.08	3.4			2.82	0.05	1.9	2.5	0.21
Tm	0.12	0.01	7.6	0.14	0.04	0.37	0.02	6.6			0.39	0.03	7.3	0.39	0.03
Yb	0.72	0.02	2.5	0.8	0.12	2.55	0.08	3.1	2.6	0.3	2.59	0.16	6.2	2.5	0.19
Lu	0.10	0.01	7.5	0.11	0.05	0.39	0.02	6.3			0.40	0.08	20.7	0.4	0.03
Li	35.9	2.9	8.0	34	4	61.8	5.3	8.6	57	8	38.1	1.9	4.9	40	3
Sc	4.7	0.1	3.1	3.5	1	5.2	0.2	4.1	4.4	0.3	29.5	3.8	12.7	28	2.4
V	38	2	4.1	36	4	12	1	4.6	13	2	224	10	4.6	220	16
Cr	7.5	0.4	5.6	8.7	2	3.5	0.4	11.6	3.7	0.4	34.6	4.3	12.4	32	3
Co	4.5	0.3	6.2	4.6	0.3	1.9	0.2	9.0	2	0.2	31.5	1.5	4.8	35	3
Ni	2.1	0.2	10.1			2.0	0.2	12.0			15.5	1.1	7.0	15	1
Ga	28.0	0.8	2.9	23	3	16.6	0.8	4.9	15	2	20.7	1.5	7.4	22	2

TABLEAU A.2 : Concentrations en éléments en trace mesurées dans les trois standards considérés au cours de ce travail. En vert : moyenne des analyses (N correspond au nombre de mesures) ; en grisé : valeurs admises dans la littérature (source : Pretorius et al., 2006 pour G-2 et site Web GeoReM pour RGM-1 et DR-N : <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>).

Les éléments chimiques présentant une mauvaise reproductibilité externe entre deux sessions analytiques (>6%) sont listés ci-dessous :

- Zr et Hf sont mesurés avec une mauvaise précision dans les standards (8–19%).

Toutefois, leur incertitude relative dans nos échantillons est nettement meilleure (1–3%). Ceci indique que la mauvaise reproductibilité de ces éléments dans les standards ne provient pas d'une dissolution incomplète du zircon lors de l'attaque en bombe sous pression (voir Section A1.3.1 et Figure A.3), puisque les standards et les échantillons ont subi la même procédure de digestion. Ainsi, plus vraisemblablement, cette irreproductibilité provient d'une certaine

hétérogénéité de la poudre dans le cas des standards, par rapport aux échantillons, et notamment vis-à-vis de la concentration en zircon.

- Certains éléments tels que Tm, Lu, Ni et Co sont généralement mal reproduits (5–20%), ce qui résulte vraisemblablement de leurs concentrations proches de la limite de détection de l'appareil (0.05–2 ppm) à la fois dans les échantillons dupliqués et les standards. Ainsi, la reproductibilité de Ni et Co est bien meilleure (1–2%) dans le cas de l'échantillon MOL-05b qui est beaucoup plus riche en ces éléments (Ni = 72 ppm ; Co = 26 ppm).

- On note également que les concentrations en Ti et Rb sont généralement mal reproduites, que ce soit dans les échantillons ou dans les standards. Pour Ti, cela ne pose pas de problème, dans la mesure où cet élément est analysé sous forme d'oxyde majeur par ICP-AES avec une meilleure précision (1–2%). En revanche, les concentrations en Rb de nos échantillons sont vraisemblablement entachées d'une incertitude importante.

Enfin, la contamination au cours du protocole de préparation de l'échantillon a été quantifiée en réalisant des blancs de chimie. Par opposition au blanc de calibration (voir Section A1.3.2), ceux-ci sont traités comme des échantillons, tout au long de la procédure de mise en solution et au cours de l'analyse. Pour tous les éléments chimiques, ces blancs présentent des concentrations inférieures à la limite de détection, indiquant que la contamination est négligeable.

A1.3.4. Nettoyage du matériel

Les récipients en téflon servant à la digestion des poudres n'étant pas à usage unique, il est très important d'assurer un bon nettoyage entre deux échantillons différents pour éviter tout effet de mémoire et le risque de contamination croisée qui en résulte. Dans cette optique, nos Savillex® sont nettoyés à chaud sur une plaque à 80°C dans une solution d'HF et HNO₃ concentrés (29 et 14 mol.L⁻¹ respectivement) pendant ~3 jours, puis dans une solution diluée d'HCl (6 mol.L⁻¹) et HNO₃ (7 mol.L⁻¹) pendant ~1 semaine avec une phase de rinçage à l'eau déminéralisée entre les deux phases de lavage. La procédure se termine par un rinçage à chaud à l'eau déminéralisée pendant ~3 jours à 80°C, avant un rinçage final à froid.

A1.3.5. Procédure utilisée par AcmeLabs

Dans l'optique de l'analyse d'éléments en trace couramment utilisés en géochimie (dont les REE, les HFSE, les LILE et la plupart des métaux de transition à l'exception de Ni), le

laboratoire AcmeLabs utilise le même protocole de mise en solution que pour l'analyse des éléments majeurs. En d'autres termes, une aliquote de la solution obtenue à l'issue de la procédure décrite dans la section 2.b est analysée à l'ICP-AES (pour les majeurs), et une autre aliquote pour les éléments en trace à l'ICP-MS.

Seuls les solutions destinées à l'analyse des éléments chimiques en ultra-trace, typiquement les métaux de base et métaux précieux (Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl, Zn) sont préparées via une digestion par voie humide, 0.5 g de poudre étant dissoute dans de l'eau régale (HCl + HNO₃ concentrés dans les proportions 3:1) à ~95°C en vue de l'analyse à l'ICP-MS. Cette procédure ne concerne que quelques éléments utilisés en tant que traceurs géochimiques, le Pb en particulier. Les concentrations de ce dernier sont généralement très faibles : ainsi, dans des diagrammes multi-élémentaires où les concentrations des échantillons sont normalisées au manteau primitif, la totalité des échantillons analysés par AcmeLabs présentent de nettes anomalies négatives en Pb ($[\text{Ce}/\text{Pb}]_{\text{MP}} \gg 1$), quel que soit le type de roche considéré. Cette observation est très surprenante dans la mesure où la majorité des échantillons de croûte continentale présentent au contraire une anomalie *positive* en Pb ($[\text{Ce}/\text{Pb}]_{\text{MP}} < 1$) (e.g. Hofmann, 1988). Ainsi, la procédure utilisée par AcmeLabs ne semble pas assurer une mise en solution complète de l'échantillon. Aussi, les concentrations en Pb fournies par cet organisme n'ont pas été prises en compte dans le cadre de l'interprétation des données géochimiques.

AcmeLabs fournit des analyses dupliquées de standards internationaux afin de certifier de la bonne qualité de ses mesures. De même, certains de nos échantillons ont été dupliqués par cet organisme. La reproductibilité ainsi déterminée est généralement dans la même gamme (0–7%) que celle obtenue dans le cas de nos analyses (voir Section 3.c), à l'exception de Zr et Hf dont les concentrations montrent davantage de dispersion, en particulier dans les échantillons dupliqués (incertitude relative variant entre 15% et 19%). Cette irreproductibilité est interprétée comme résultant d'une certaine hétérogénéité de la poudre au regard de la concentration en zircon.

Enfin, les concentrations des éléments en trace de 11 échantillons du pluton de Matok (ceux qui ont fait l'objet d'une caractérisation isotopique Sm/Nd), pour lequel tous les échantillons ont été analysés par AcmeLabs, ont été dupliquées au Laboratoire Magmas et

Volcans selon la procédure décrite dans les Sections A1.3.1 et A1.3.2. Cette approche a été motivée par deux raisons :

(1) La plupart des échantillons du pluton de Matok ont été préparés à l'Université de Stellenbosch (Afrique du Sud), et certains ont été pulvérisés en utilisant un broyeur à anneaux de tungstène, ce qui peut induire une contamination en certains éléments en trace, en particulier les métaux de transition (V, Cr, Co, Ni). Afin de s'affranchir de cette contamination, les échantillons analysés au LMV ont été préparés selon la procédure décrite dans la Section 1, c'est-à-dire en utilisant un broyeur à anneaux d'agate.

(2) Etant donné les problèmes constatés, par exemple, sur les concentrations en Pb de nos échantillons dans les analyses fournies par AcmeLabs (voir ci-dessus), il était nécessaire de s'assurer si d'autres éléments en trace n'étaient pas concernés par des biais du même ordre.

Les résultats sont présentés dans la Figure A.7. Pour une majorité d'éléments chimiques et pour la plupart des échantillons considérés, les différences relatives entre les deux mesures n'excèdent pas ~10%. Cette gamme est raisonnable, mais supérieure à la reproductibilité externe typique de chacune des deux analyses (6 à 7%) ; elle représente donc certainement une certaine hétérogénéité des poudres, qui apparaît donc comme le facteur limitant quant à la précision des analyses en roches totales par ICP-MS. Les éléments pour lesquels les différences relatives excèdent 10% sont listés ci-dessous :

- Les concentrations en Pb sont 2 à 10 fois supérieures dans nos mesures que pour celles réalisées par AcmeLabs, confirmant que la méthode utilisée par cette organisme pour la mise en solution des métaux de base et précieux présente un très mauvais rendement en ce qui concerne le Pb.

- Les concentrations en Cr, Co et Ni sont jusqu'à 10 fois plus faibles dans nos mesures que pour celles réalisées par AcmeLabs, ce qui résulte vraisemblablement de la contamination par le broyeur au tungstène utilisé pour pulvériser les échantillons à l'Université de Stellenbosch.

- Les concentrations relatives en Zr et Hf (et, dans une moindre mesure, Y) sont très variables et ne suivent pas de dérive systématique, ce qui indique probablement que l'hétérogénéité des poudres affecte particulièrement ces éléments. Encore une fois, ceci indique certainement que le zircon, dans lequel ces éléments sont très concentrés, n'est pas réparti de manière homogène dans les poudres.

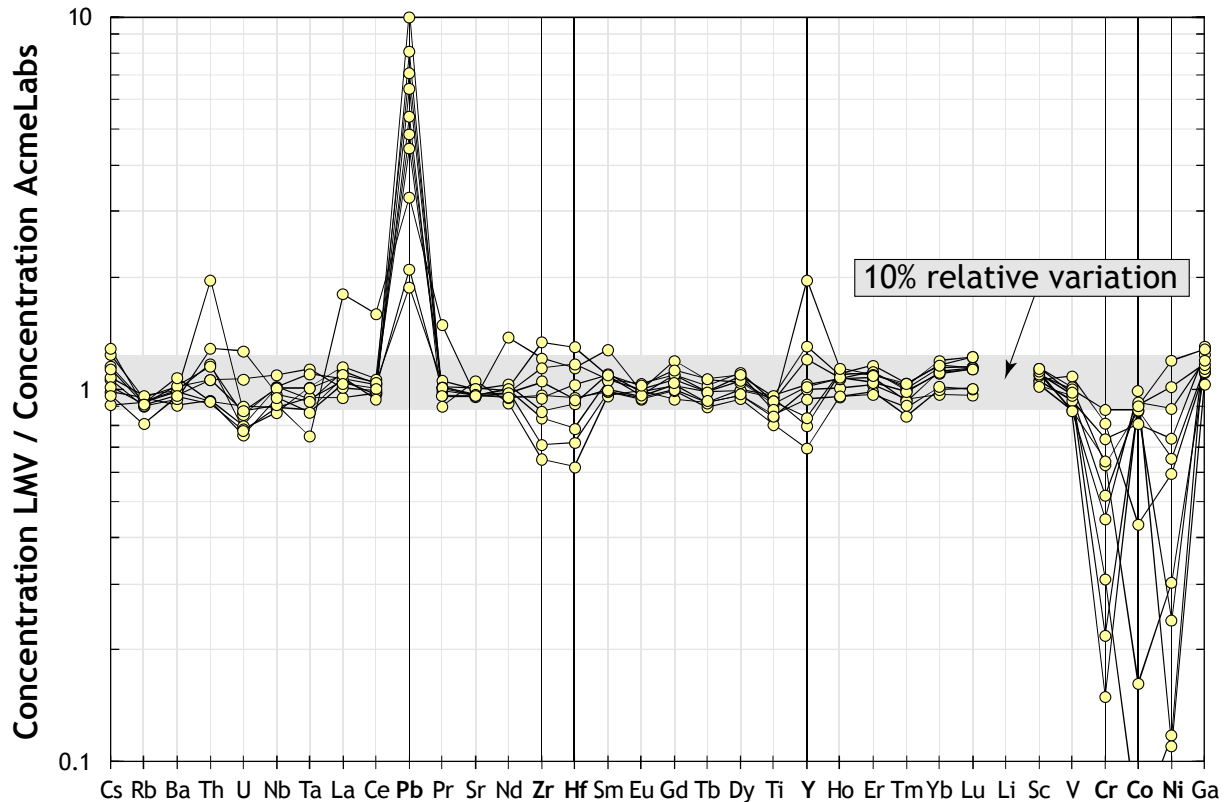


FIGURE A.7 : Comparaison entre les concentrations en éléments en trace mesurées au Laboratoire Magmas et Volcans et par l'organisme AcmeLabs (Vancouver, Canada) pour 11 échantillons du pluton de Matok. Le champ en grisé représente une incertitude relative de 10%, dans laquelle se place la majorité des éléments, à l'exception de Pb, Zr, Hf, Y, Cr, Co et Ni (voir texte pour discussion).

A1.4. Analyses isotopiques Sm–Nd

En ce qui concerne les compositions isotopiques de Sm et Nd des roches totales, la majorité des analyses ont été effectuées sur les spectromètres de masse à thermo-ionisation (TIMS) du Laboratoire Magmas et Volcans (Thermo Finnigan TRITON et VG54-E). Toutefois, en raison de problèmes techniques sur le TRITON au début de l'année 2012, une série de 11 échantillons (provenant des plutons de Matlala, Moletsi et Mashashane) ont été analysés en solution, sur l'ICP-MS à multi-collection (MC-ICP-MS) Nu1700 de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon. Il faut noter qu'un échantillon (MTL-06) a été dupliqué en utilisant les deux méthodes, et que les valeurs obtenues des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont identiques aux erreurs près.

A1.4.1. Mise en solution et séparation chimique

En vue des analyses isotopiques Sm–Nd, les échantillons ont été mis en solution en utilisant le protocole déjà décrit dans la partie consacrée à l’analyse des éléments en trace (voir Section 3.b).

Dans le cas d’échantillons anciens, comme ceux considérés dans le cadre de cette étude, il est nécessaire de corriger de la décroissance radioactive du ^{147}Sm en ^{143}Nd afin de retrouver la valeur du rapport isotopique initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Pour cela, il faut connaître le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de l’échantillon, mais celui-ci ne peut être mesuré directement, puisque les isotopes du Sm et du Nd sont analysés séparément. Pour retrouver la valeur du rapport chimique, on utilise la technique de la dilution isotopique : on ajoute à l’échantillon une certaine quantité d’un traceur (« spike ») artificiellement enrichi en deux isotopes du Sm et du Nd (respectivement le ^{149}Sm et le ^{150}Nd), de concentration et de composition isotopique connue. Ces concentrations sont ajustées de sorte que les proportions de mélange sont optimales lorsqu’on ajoute 300 μL de spike à un échantillon contenant ~ 2 ng de Nd (masse au-delà de laquelle la colonne Ln Spec est saturée). Ainsi, avant la séparation chimique sur résines échangeuses d’ions, on prépare un aliquote de l’échantillon qui contiendra ~ 2 ng de Nd, et c’est à cet aliquote qu’on ajoute le traceur isotopique.

A l’issue de cette procédure, l’échantillon est purifié par séparation chromatographique sur résines échangeuses d’ions, afin d’obtenir des solutions monoélémentaires pour Sm et Nd. Cette séparation suit un protocole de trois étapes, résumé dans la Figure A.8 :

- (1) un premier passage sur résine cationique AG50-X4 consiste principalement à éliminer le fer des échantillons, car cet élément a un effet inhibiteur sur le pouvoir séparateur des colonnes suivantes ;
- (2) la deuxième étape sur résine TRU Spec ne permet de conserver dans la solution que les terres rares, dont Nd et Sm (Pin *et al.*, 1994);
- (3) la solution de terres rares est enfin chargée sur résine spécifique Ln Spec, qui permet la séparation du Nd, d’une part, et du Sm, d’autre part, des autres terres rares, en utilisant des molarités différentes pour l’acide d’élution (HCl).

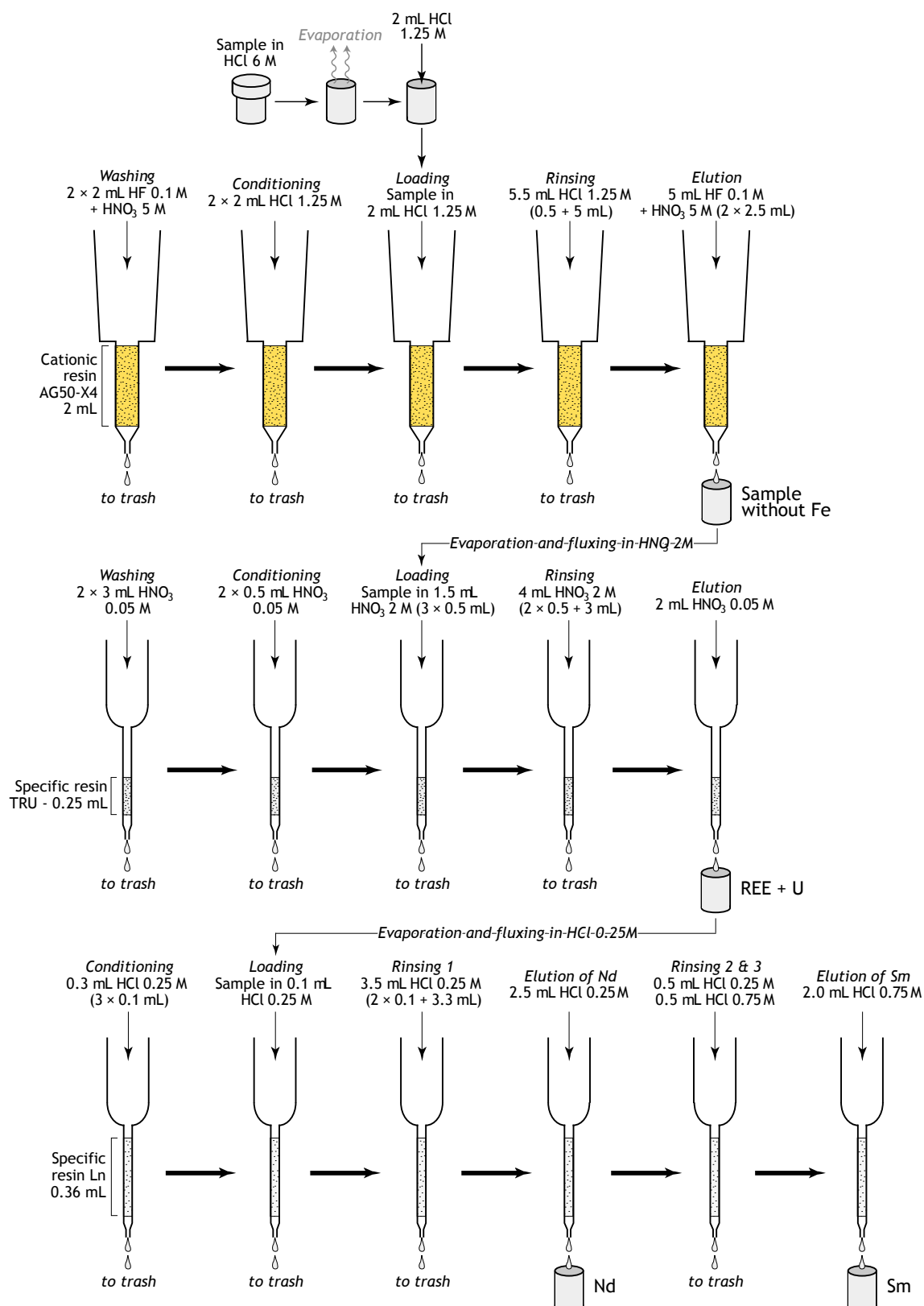


FIGURE A.8 : Procédure de séparation chimique du Sm et du Nd par chromatographie d'extraction sur résines spécifiques. Au départ de la procédure, l'échantillon est en solution dans HCl ($6 \text{ mol} \cdot \text{L}^{-1}$; voir Figure A.3). A l'issue de celle-ci, des fractions monoélémentaires de Nd et Sm sont prêtes à être chargées dans le spectromètre de masse.

La dernière étape (passage sur colonnes Ln Spec) a généralement été effectuée deux fois : en effet, les fractions de Nd contenaient fréquemment de petites quantités de terres rares plus légères (La, Ce) et les fractions de Sm, de terres rares à la fois plus légères et plus lourdes (La, Ce, Nd, Pr, Eu, Gd). Dans le cas du Nd, ce n'est pas problématique, puisqu'aucun isotope des terres rares plus légères ne vient interférer avec l'une des masses de cet élément. Par contre, c'est plus gênant pour le Sm, puisque deux isotopes du Gd (^{152}Gd et ^{154}Gd) interfèrent sur les masses du Sm, et en particulier sur le ^{152}Sm qui est utilisé pour les corrections de discrimination de masse (voir Section A1.4.3). Cette interférence est généralement corrigée en mesurant le signal sur la masse principale du Gd, à savoir le ^{156}Gd . Or, dans le cas de nos échantillons, toute correction est impossible, puisque cette masse est elle-même interférée par les oxydes polyatomiques de terres rares légères, en particulier du Ce ($^{140}\text{Ce}^{16}\text{O}$). Pour les échantillons qui présentaient ce problème, l'acquisition a été réalisée en deux fois, afin de « brûler » tous les éléments interférents (Ce et Gd) lors de la première mesure, et ne conserver que le signal de Sm pour la seconde.

A1.4.2. Analyse

Que ce soit au TIMS ou au MC-ICP-MS, la mesure des compositions isotopiques de Nd se fait par multi-collection. A la différence de l'ICP-MS, ces spectromètres possèdent en effet plusieurs détecteurs, les cages de Faraday, permettant l'acquisition simultanée de plusieurs signaux isotopiques. Les acquisitions ont été effectuées, dans les deux cas, en mode statique : les cages de Faraday ont une position fixe au cours de l'acquisition, et l'intensité du champ magnétique appliqué pour séparer les ions est constante. Le principe de l'analyse est assez proche de celle des éléments en trace par ICP-MS : les atomes constituant l'échantillon sont d'abord ionisés, puis les différents isotopes sont séparés avant d'être collectés dans les détecteurs.

Les deux techniques d'analyse (MC-ICP-MS et TIMS) diffèrent principalement sur le plan de la première étape, à savoir, la manière dont l'échantillon est ionisé :

- dans le cas du MC-ICP-MS, l'ionisation est réalisée au sein d'un plasma d'argon à haute température, de manière tout à fait similaire au processus décrit dans la Section A1.2.3. Comme dans le cas de l'ICP-AES et de l'ICP-MS, l'échantillon est introduit dans le spectromètre sous forme liquide. La fraction monoélémentaire obtenue à l'issue des étapes de

séparation chimique est simplement reprise avec de l' HNO_3 (0.05 mol.L^{-1}) et diluée dans ce même acide de manière à ce que la solution-fille contienne $\sim 150 \text{ ng}$ de Nd et 50 à 75 ng de Sm, ce qui est suffisant pour l'analyse.

- dans le cas du TIMS, les fractions monoélémentaires obtenues à l'issue de la séparation chimique sont déposées sur un filament constitué d'un métal très réfractaire (tungstène dans le cas du Nd, rhénium dans le cas du Sm) (Figure A.9). Avant de réaliser le dépôt, une goutte d'acide phosphorique (H_3PO_4 , 1 mol.L^{-1} dans le cas du Nd, 3 mol.L^{-1} dans le cas du Sm) est placée sur le filament : cet acide joue le rôle de catalyseur lors de l'évaporation de l'échantillon et permet d'obtenir un dépôt le moins étalé possible. Le dépôt proprement dit est réalisé en reprenant la fraction élémentaire (Sm ou Nd) dans HNO_3 (0.05 mol.L^{-1}) et en déposant une partie de la solution obtenue (en général, un quart pour le Nd soit $\sim 500 \text{ ng}$ et un tiers pour le Sm soit $\sim 100 \text{ ng}$) sur le filament. Ce dernier est ensuite chauffé par effet Joule, en faisant circuler un courant de 1 à 2 A , permettant l'évaporation de l'acide et donc, le dépôt des éléments en solution. L'échantillon ainsi déposé est ensuite introduit dans le spectromètre de masse. Un filament vierge (ioniseur) est positionné en vis-à-vis du filament sur lequel l'échantillon a été déposé (évaporateur) (Figure A.9). Le filament évaporateur est chauffé lentement en début d'analyse, en y faisant passer un courant de 2 à 3 A , alors que le filament ioniseur est immédiatement porté à très haute température par un courant plus intense (5.8 à 6 A). Cette technique, dite du double filament, permet une émission d'atomes stable dans le temps à partir du filament évaporateur, et fournit de bons rendements d'ionisation.

Dans les deux cas (MC-ICP-MS et TIMS), la séparation des différents isotopes du Sm et du Nd est effectuée grâce à un secteur magnétique (Figure A.9). Les atomes ionisés sont accélérés dans un champ électrique à haute tension ($\sim 15 \text{ kV}$) puis focalisés pour former un faisceau d'ions rectiligne. Ce faisceau « traverse » ensuite un champ magnétique, imposé par un aimant (analyseur), qui va permettre de séparer les ions les uns des autres selon leur rapport masse/charge. Etant donné que les ions formés présentent tous la même charge (puisque l'on analyse des fractions monoélémentaires), la différence de trajectoire entre les ions sera uniquement fonction de leur masse : sous l'effet du champ magnétique, les ions légers vont subir une déflexion plus importante que les ions lourds. Une fois séparés, les faisceaux sont collectés dans les cages de Faraday, où les ions vont se décharger et produire un courant électrique dont l'intensité est directement proportionnelle à l'abondance de l'isotope

correspondant. De ce fait, on obtient directement les rapports isotopiques en calculant les rapports entre les courants mesurés sur les deux cages de Faraday correspondantes, après avoir effectué les corrections de discrimination de masse (voir Section A1.4.3).

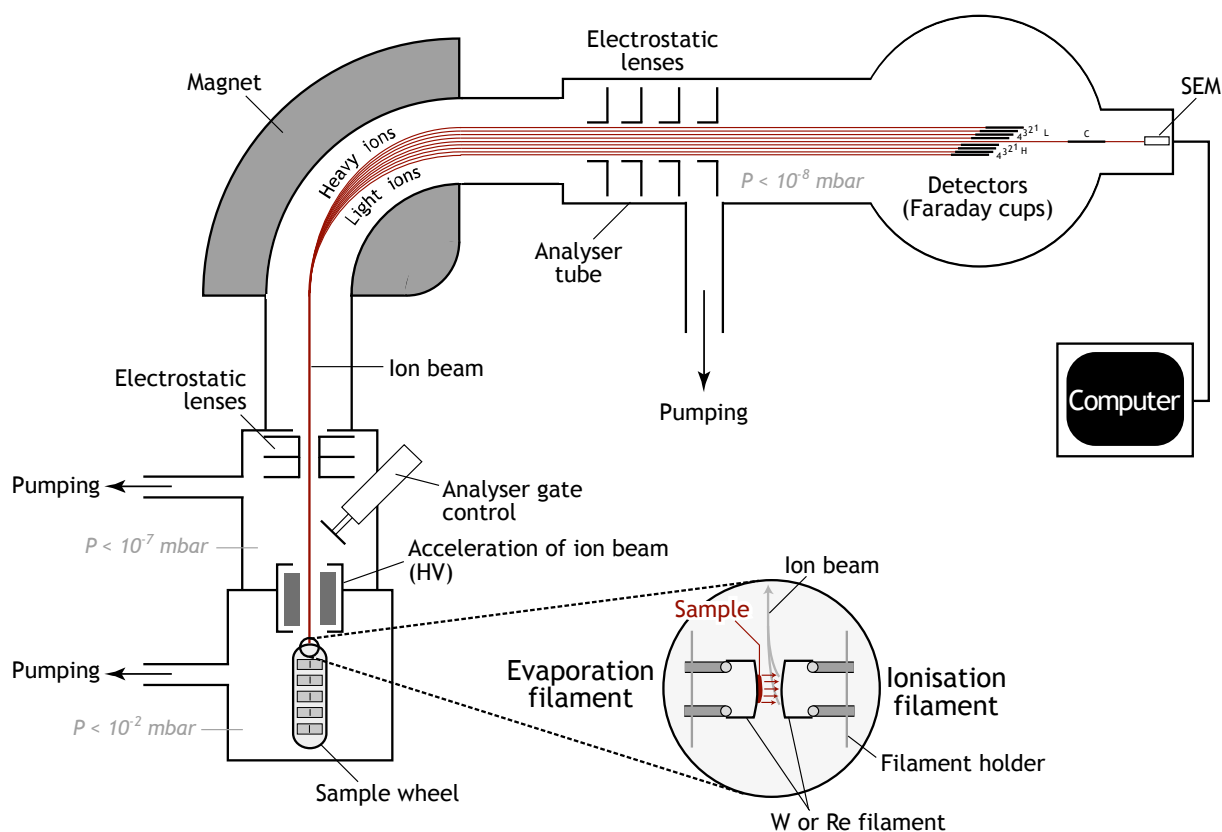


FIGURE A.9 : Schéma de principe du spectromètre de masse à thermo-ionisation Thermo Finnigan Triton du Laboratoire Magma et Volcans. Mis à part la source d'ions (assurée dans ce cas par un plasma d'Ar à haute température), le fonctionnement du MC-ICP-MS de l'ENS de Lyon est similaire.

Dans la pratique, nous avons acquis les signaux bruts pour cinq isotopes du Nd (^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd et ^{150}Nd) et trois isotopes du Sm (^{147}Sm , ^{149}Sm et ^{152}Sm). Les configurations des cages utilisées pour l'analyse des isotopes du Nd et du Sm sont présentées dans le Tableau A.3. L'acquisition de signaux en ^{147}Sm lors de l'analyse des isotopes du Nd, et en ^{145}Nd , ^{146}Nd et ^{156}Gd lors de l'analyse des isotopes du Sm, a été réalisée afin de corriger d'éventuelles interférences (Tableau A.3).

Une analyse typique est constituée par 90 à 150 cycles de mesure (pour Sm et Nd, respectivement), organisés en 9 à 15 blocs de 10 cycles entre lesquels le bruit de fond est mesuré. Seule la contribution du bruit de fond et du gain des détecteurs font l'objet d'une

correction au cours de la mesure. Pour le reste, les signaux « bruts » ont fait été traités *offline* selon la procédure détaillée dans la Section suivante.

Cage de Faraday	L ₄	L ₃	L ₂	L ₁	C	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄
Analyse des isotopes du Nd			¹⁴³ Nd	¹⁴⁴ Nd [¹⁴⁴ Sm] ^b	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁷ Sm ^a	¹⁴⁸ Nd	¹⁵⁰ Nd
Analyse des isotopes du Sm	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁷ Sm	¹⁴⁹ Sm	¹³⁵ Ba ¹⁶ O	¹⁵² Sm [¹⁵² Gd] ^b	¹⁵³ Eu	¹⁵⁴ Sm [¹⁵⁴ Gd] ^b	¹⁵⁶ Gd ^a

^aMasse mesurée pour la correction d'interférences.

^bInterférence potentielle.

TABLEAU A.3 : Configuration des cages de Faraday pour l'analyse des isotopes du Nd et du Sm, respectivement.

A1.4.3. Traitement des données

Une mesure précise de la composition isotopique d'un élément par spectrométrie de masse nécessite de corriger du biais induit par la discrimination de masse. Celle-ci opère différemment selon la technique d'analyse utilisée :

- dans le cas du MC-ICP-MS, les isotopes les plus lourds sont favorisés, car ils présentent un meilleur rendement d'ionisation que les plus légers. En effet, ils sont concentrés au cœur du plasma, alors que les légers subissent des phénomènes de répulsion électrostatique les expulsant vers les bordures, moins chaudes. Le fractionnement en masse ne dépend donc que des conditions de genèse et de fonctionnement du plasma et ne varie pratiquement pas au cours du temps. De plus, les rendements d'ionisation étant nettement meilleurs qu'au TIMS, l'échantillon n'est pas épuisé à l'échelle de temps d'une analyse.

- dans le cas du TIMS, ce sont cette fois les isotopes les plus légers qui sont favorisés, dans le sens où ils s'évaporent préférentiellement par rapport aux plus lourds. Ainsi, au cours de l'analyse, un rapport isotopique donné présentera non seulement un biais, mais aussi une dérive liée à l'épuisement des isotopes plus légers : par exemple, le rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd va diminuer au cours du temps, alors que le rapport ¹⁵⁰Nd/¹⁴⁴Nd augmentera.

Dans les deux cas, le résultat est le même : un rapport isotopique donné est biaisé, selon un facteur qui dépend du rapport de masse entre les deux isotopes impliqués, et d'un facteur de

discrimination de masse propre à la mesure. Ce biais peut être exprimé par une loi exponentielle :

$$R_m = R_v \cdot \left(\frac{m_1}{m_2}\right)^\beta \quad (\text{A.2})$$

Où R_m représente la valeur du rapport mesuré (biaisée), R_v la valeur réelle de ce rapport dans l'échantillon, m_1 et m_2 les masses atomiques des deux éléments impliqués dans le rapport R et β le facteur de discrimination de masse, dont la valeur est dépendante des conditions analytiques. Pour s'affranchir du problème de la discrimination de masse, on utilise, pour chacun des éléments considérés, des rapports isotopiques dont les valeurs sont connues. La différence entre la valeur mesurée et la valeur vraie de ces deux rapports est entièrement due à l'effet de discrimination de masse, et permet donc de quantifier celle-ci par le calcul de β . En se basant sur l'hypothèse que le phénomène de discrimination de masse est la même pour tous les rapports isotopiques d'un élément donné, la valeur du facteur de discrimination de masse obtenu grâce à l'équation A.2 sera ensuite appliquée à tous les rapports mesurés dont on recherche la valeur vraie.

Cependant, dans le cas de nos échantillons qui sont très anciens, obtenir la valeur du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ n'est pas suffisante : il faut corriger cette valeur du ^{143}Nd produit par désintégration radioactive du ^{147}Sm depuis la mise en place du magma parent et, pour cela, connaître le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. Celui-ci est calculé grâce à l'ajout d'un traceur isotopique mixte $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Ce calcul repose sur l'équation suivante :

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{ech} = \frac{[^{147}\text{Sm}]_{spk}}{[^{144}\text{Nd}]_{spk}} \times \frac{(^{147}\text{Sm})_{ech}}{(^{147}\text{Sm})_{spk}} \times \frac{(^{144}\text{Nd})_{spk}}{(^{144}\text{Nd})_{ech}} \quad (\text{A.3})$$

Où les mentions entre crochets représentent des concentrations et les mentions entre parenthèses, des abondances, l'indice *spk* désignant le traceur et l'indice *ech*, l'échantillon. Les concentrations dans le traceur sont connues, et ont d'ailleurs fait l'objet d'une calibration détaillée dans le cadre de cette étude. Pour calculer la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, il faut donc connaître la fraction de mélange entre échantillon et traceur pour calculer les rapports $(^{147}\text{Sm})_{ech}/(^{147}\text{Sm})_{spk}$ et $(^{144}\text{Nd})_{spk}/(^{144}\text{Nd})_{ech}$. Cette fraction de mélange, notée f , est calculée à l'aide du rapport $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mesuré (*mes*) en réarrangeant l'équation de bilan de masses suivante :

$$\left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{mes} = f \cdot \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{ech} + (1 - f) \cdot \left(\frac{^{150}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{spk} \quad (\text{A.4})$$

En effet, la valeur du rapport $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est constante dans les échantillons naturels (*ech*) et connue avec précision dans le traceur (*spk*). Les valeurs utilisées sont naturellement corrigées de la discrimination de masse, le facteur β ayant été calculé à l'aide de l'équation A.2 en utilisant comme pivot le rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, constant dans la nature ($= 0.7219$). La même procédure est appliquée aux signaux bruts de Sm, pour lesquels le facteur de discrimination de masse β a été calculé en utilisant la valeur du rapport $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ ($= 1.783135$), et la fraction massique d'échantillon par rapport au traceur déterminée en utilisant le rapport $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$, constant dans la nature et connu dans le traceur isotopique.

L'ensemble de ces corrections permet d'obtenir la valeur du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (grâce à l'équation A.3) ainsi que celle du rapport isotopique (actuel) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, qui n'est que le rapport des signaux isotopiques bruts de chacun des deux isotopes corrigés de la discrimination de masse. Le rapport isotopique initial de nos échantillons a été obtenu en utilisant l'équation de désintégration radioactive A.5 :

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_0 = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mes}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{mes}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{A.5})$$

Où λ représente la constante de désintégration radioactive du $^{147}\text{Sm}^*$ ($= 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$) et t l'âge de l'échantillon en années. Celui-ci a été estimé en utilisant l'âge moyen obtenu à partir des données U–Pb. A partir du rapport isotopique initial, la valeur de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ a été calculée en utilisant l'équation suivante :

$$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ech}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad (\text{A.6})$$

Où $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ est le rapport isotopique du réservoir chondritique (CHUR = *CHondrite Uniform Reservoir*), représentant la Terre totale, à l'âge de mise en place de l'échantillon, calculé selon le modèle de Jacobsen & Wasserburg (1984). De la même manière, l'âge modèle CHUR (T_{CHUR}) a été calculé en utilisant les valeurs actuelles de ce même modèle pour les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, grâce à l'équation :

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \times \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ech}}}{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{ech}}} \quad (\text{A.7})$$

Quant à l'âge modèle à partir du manteau appauvri (T_{DM}), il a été estimé graphiquement, grâce à l'intercept entre la droite d'évolution isotopique de l'échantillon calculée en

réarrangeant l'équation A.5 et en utilisant le modèle de manteau appauvri proposé par dePaolo (1981).

A1.4.4. Fiabilité des mesures

La justesse des analyses isotopiques Sm–Nd a été en grande partie étudiée en mesurant, à chaque session analytique, les standards JNdi-1 pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et le standard Sm-IC pour le rapport $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$. Chacun de ces standards a été analysé au moins une fois, le plus souvent deux fois, à l'occasion de chaque session ; les résultats sont présentés dans la Figure A.10. Dans les deux cas, les valeurs moyennes obtenues sont identiques, aux incertitudes près, aux valeurs de référence ($[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{JNdi-1}} = 0.512100$; $[^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}]_{\text{Sm-IC}} = 1.783135$), certifiant de la justesse des analyses.

D'autre part, la précision interne des mesures (calculée de manière statistique pour chaque analyse en fonction du nombre de cycles, de l'intensité du signal et de celle du bruit de fond) est de l'ordre de 10^{-6} pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. La propagation de ces erreurs dans le calcul de correction d'âge (équation A1.5) induit une incertitude de $2 \cdot 10^{-6}$ à $6 \cdot 10^{-6}$ sur le rapport isotopique initial, aussi avons-nous fixé arbitrairement une incertitude constante à 10^{-5} pour celui-ci. De même, la propagation des erreurs dans le calcul du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ induit une incertitude finale de 10^{-4} à 10^{-3} , ramenée systématiquement à $1 \cdot 10^{-3}$ pour tous les échantillons. Ces valeurs sont celles qui sont retenues pour quantifier la précision des analyses, dans la mesure où elles sont supérieures à la reproductibilité externe des standards. Celle-ci est en effet de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5}$ pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (JNdi-1) et de $1 \cdot 10^{-4}$ pour le rapport $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ (Sm-IC) (Figure A.10). D'autre part, tous les échantillons dupliqués (trois échantillons ont été dupliqués pour l'ensemble du protocole d'attaque, et deux pour l'analyse du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ seulement) présentent toujours des rapports isotopiques et chimiques identiques au regard de la reproductibilité externe des standards.

Afin de quantifier une éventuelle contamination lors du protocole de préparation de l'échantillon, des blancs totaux ont été réalisés à chaque session analytique. Dans ce cas, les blancs sont traités comme des échantillons, c'est-à-dire qu'ils subissent exactement la même procédure de mise en solution, de séparation chimique et d'analyse. Une très petite quantité ($\sim 5 \mu\text{L}$) du traceur mixte ^{149}Sm – ^{150}Nd est ajoutée au blanc, afin d'en déterminer la concentration en Sm et Nd au cours de l'analyse. En effet, les rapports $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et

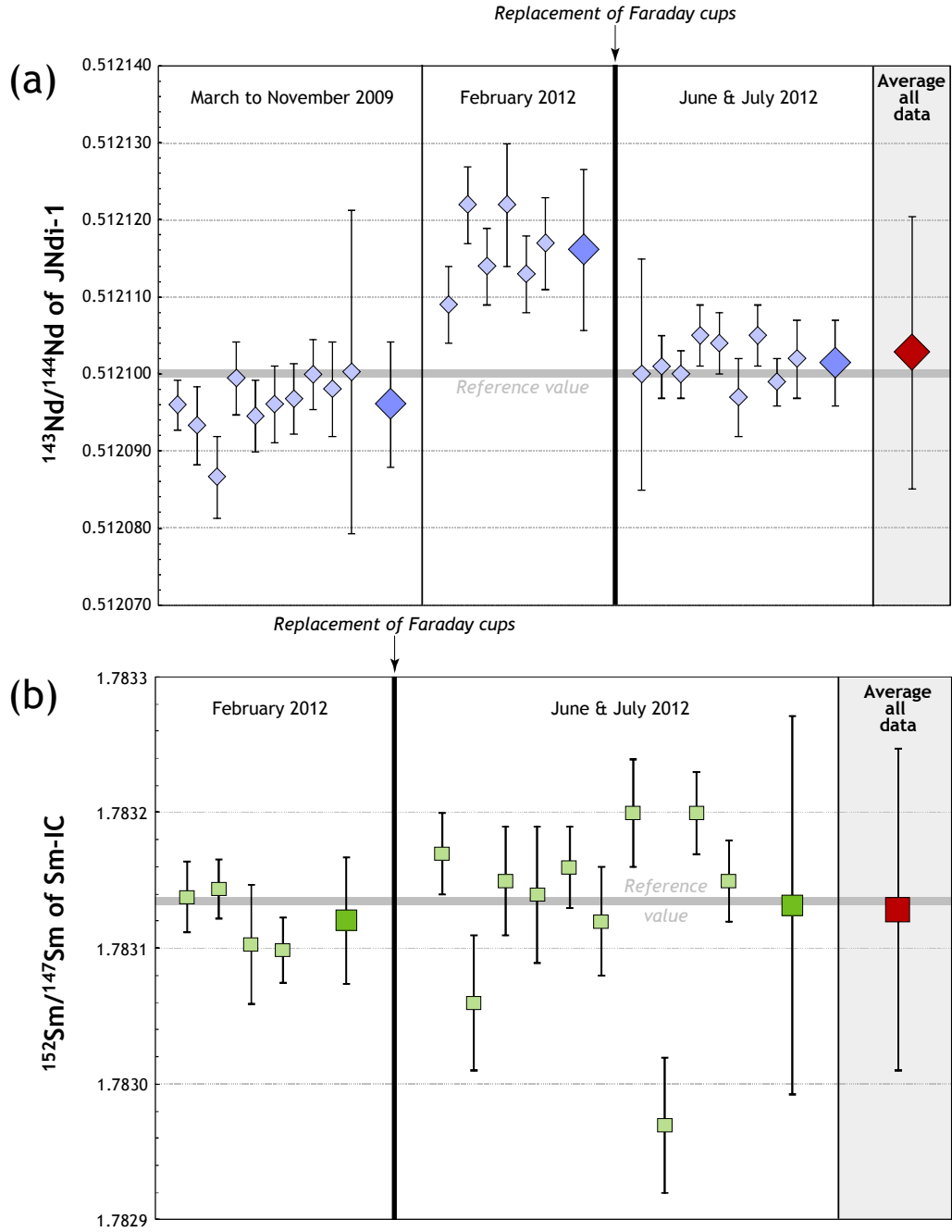


FIGURE A.10 : Résumé de la mesure des standards de Nd (JNdi-1) et de Sm (Sm-IC) au TIMS du Laboratoire Magmas et Volcans.

$^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ du blanc sont connus dans le traceur et constants dans les échantillons naturels. Par conséquent, en mesurant ces rapports dans le blanc et connaissant la masse exacte de traceur qu'il contient (elle est pesée précisément avec une incertitude de 10^{-4} g), on peut retrouver la masse de Sm et de Nd qui ont été ajoutés par contamination en utilisant le bilan de masses de l'équation A.4. Les résultats sont présentés dans le Tableau A.4 : tous les blancs

analysés au cours de cette étude contiennent des masses de Nd et de Sm inférieures à $7 \cdot 10^{-10}$ g. Elles sont inférieures de 4 à 5 ordres de grandeur à ce que contiennent les échantillons (Tableau A.4), indiquant que la contamination peut être considérée comme négligeable.

	Masse Nd (10^{-12} g)	Masse Sm (10^{-12} g)
Blc1	561	n.a.
<i>Blc/Ech.</i>	$2.8 \cdot 10^{-4}$	
Blc2	124	n.a.
<i>Blc/Ech.</i>	$6.2 \cdot 10^{-5}$	
Blc3	262	88
<i>Blc/Ech.</i>	$1.3 \cdot 10^{-4}$	$2.9 \cdot 10^{-4}$
Blc4	665	175
<i>Blc/Ech.</i>	$3.3 \cdot 10^{-4}$	$5.8 \cdot 10^{-4}$
Blc5	51	91
<i>Blc/Ech.</i>	$2.6 \cdot 10^{-5}$	$3.0 \cdot 10^{-4}$
Blc6	96	165
<i>Blc/Ech.</i>	$4.8 \cdot 10^{-5}$	$5.5 \cdot 10^{-4}$

TABLEAU A.4 : Masses de Nd et de Sm (en picogrammes) mesurées dans les blancs totaux (attaque acide + séparation chimique) réalisés dans le cadre de cette étude. Le rapport massique entre blancs et échantillons (noté *Blc/Ech.*) est calculé en considérant des masses de $2 \mu\text{g}$ de Nd et 300 ng de Sm, étant celles que contiennent les aliquotes d'échantillons. Ces rapports sont très faibles, justifiant d'une absence de contamination des échantillons.

A1.5. Datation U–Pb sur zircons séparés

A1.5.1 Séparation des zircons et préparation des plots

L'obtention d'une population représentative de zircons pour un échantillon donné (>100 grains) est obtenue en suivant un protocole de concentration « en cascade ». En premier lieu, la fraction issue de la réduction de l'échantillon par le broyeur à mâchoires (voir Section A1.1) est broyée à nouveau et tamisée, plusieurs fois successivement, jusqu'à obtenir $\sim 1 \text{ kg}$ d'une fraction de granulométrie $< 312 \mu\text{m}$. Celle-ci est ensuite chargée sur une table à secousses de type Wilfley, où les grains font l'objet d'une séparation gravitaire en fonction de leur masse. Seule la fraction la plus lourde ($\sim 10\%$ de l'échantillon) est récupérée.

Une seconde étape de concentration consiste à séparer les minéraux en fonction de leur susceptibilité magnétique en utilisant un séparateur isodynamique Frantz. La susceptibilité

magnétique du zircon étant nulle dans des conditions « normales » (cristaux non métamictes, pas d'inclusions), il sera récupéré dans la fraction non magnétique, avec l'apatite, le quartz et les feldspaths. Une pente de 15°, une contre pente nulle et un courant de 1 A permettent une séparation optimale des minéraux magnétiques et non magnétiques.

Enfin, la fraction non magnétique est elle-même purifiée par une séparation au diiodométhane (CH_2I_2) dont la densité est de ~ 3.3 . Les cristaux de zircon étant les seuls à « couler » (densité > 3.9) parmi les minéraux non magnétiques, la fraction lourde récupérée est quasiment vierge d'autres espèces minérales. Après lavage à l'acétone, les zircons sont prêts à être sélectionnés pour l'analyse. Cette sélection se fait manuellement sous une loupe binoculaire, pour un total de 25 à 30 grains par échantillon. Les cristaux sont alignés sur une rondelle d'adhésif double-face collée au fond d'un cylindre creux de ~ 2.5 cm (1 pouce) de diamètre. Ce moule est ensuite rempli d'un mélange homogénéisé de résine polyépoxyde et de durcisseur dans les proportions 5:1. L'ensemble est placé quelques instants dans une cloche sous vide afin de retirer les bulles du mélange, car celles-ci ont tendance à se localiser autour des grains et donc, à provoquer leur perte au polissage. L'ensemble est ensuite laissé ~ 24 heures sur une plaque chauffante à $\sim 40^\circ\text{C}$. Une fois prêt, le plot est démoulé, nettoyé et subit une abrasion légère afin de faire affleurer les grains, puis un polissage pour en améliorer l'état de surface et obtenir des images correctes en cathodoluminescence.

A.1.5.2. Obtention d'images par cathodoluminescence (CL)

Les images en CL ont été obtenues en utilisant le microscope électronique à balayage (MEB) Jeol JSM-5910 LV du Laboratoire Magmas et Volcans. Le principe de la CL est de bombarder l'échantillon avec un faisceau d'électrons focalisé très énergétique, produit par le chauffage sous vide d'une cathode à très haute température. Les électrons sont accélérés par une haute tension (~ 20 kV) et viennent exciter ceux des couches externes des atomes de l'échantillon, perturbant la configuration électronique de ceux-ci. Le retour vers un état non excité de ces atomes entraîne l'émission de photons, dont certains dans le domaine du visible. L'intensité et la longueur d'onde de ce rayonnement réémis dépendent de la structure cristallographique et la composition de l'échantillon. Le MEB du Laboratoire Magmas et Volcans est couplé à un détecteur OPEA permettant une imagerie en CL sur une très large fenêtre spectrale, allant de l'ultraviolet au proche infrarouge (170–2000 nm). Toutefois, il

s'agit d'un détecteur panchromatique : il permet de mesurer l'intensité du signal de CL, mais pas de discriminer entre les différentes longueurs d'ondes émises par l'échantillon. De ce fait, l'image de CL finale apparaît en niveaux de gris.

Dans le cas du zircon, l'intensité du signal de CL dépend de la structure du réseau silicaté du cristal (les domaines métamictes apparaissent généralement très sombres) et de sa composition chimique : par exemple, l'intensité du signal est inversement proportionnelle à la concentration en U. Ainsi, les images en CL permettent d'obtenir des informations à la fois sur la « qualité » cristallographique du grain de zircon et sur sa structure interne, en particulier en ce qui concerne les zonations chimiques. Ces informations sont primordiales pour identifier, par exemple, des cœurs hérités ou des bordures recristallisées, et donc pour sélectionner les zones à analyser par ablation laser.

A.1.5.3. Analyse par ablation laser et ICP-MS (LA-ICP-MS)

Les analyses U–Pb par LA-ICP-MS en vue de la datation des échantillons ont été réalisées au Laboratoire Magmas et Volcans, grâce à l'ICP-MS Agilent 7500cs couplé à un système d'ablation laser Resonetics M-50E (Figure A.11). L'ablation laser consiste à échantillonner *in situ* un très petit volume d'un matériau en vue de son analyse. Cet échantillonnage est réalisé en appliquant à la surface de l'échantillon une irradiation à haute énergie par le biais d'un faisceau laser, dont la longueur d'onde est située dans l'ultraviolet ($\lambda = 193$ nm). Ce faisceau est appliqué par impulsions successives d'une durée très courte (quelques nanosecondes dans le cas du laser M-50E). Celles-ci chauffent la surface de l'échantillon en absorbant l'énergie du faisceau laser, provoquant son ablation et sa fragmentation en un aérosol de très fines particules.

Au cours des analyses, l'énergie des impulsions laser est fixée à 14 J.cm^{-2} . Le diamètre du faisceau laser et la fréquence des impulsions peuvent être réglées en fonction des besoins analytiques. Schématiquement, la sensibilité du signal obtenu par ICP-MS est directement proportionnelle à la taille du spot et à la fréquence d'ablation. Les zircons analysés étant anciens, ils sont relativement riches en Pb radiogénique, aussi est-il possible d'adopter une taille de spot assez faible (26 à 30 μm) qui permet une bonne résolution spatiale. La fréquence utilisée est généralement de 3 Hz, mais certains échantillons ont été analysés avec une

fréquence de 4 ou 5 Hz pour optimiser la sensibilité du signal, en particulier pour les échantillons pauvres en U.

L'ablation de l'échantillon est réalisée dans une cellule soumise à un flux d'He à débit constant, celui-ci permettant le transport de l'aérosol d'ablation vers l'ICP-MS. Au cours de ce transport, l'adjonction de diazote (N_2) permet d'améliorer la sensibilité du signal lors de l'analyse par ICP-MS. Celle-ci suit une procédure identique à celles décrites précédemment pour les analyses en roches totales : l'échantillon est ionisé (Section A1.2.3), puis les différents ions sont séparés en fonction de leur rapport masse/charge et collectés au niveau du détecteur (Section A1.3.2).

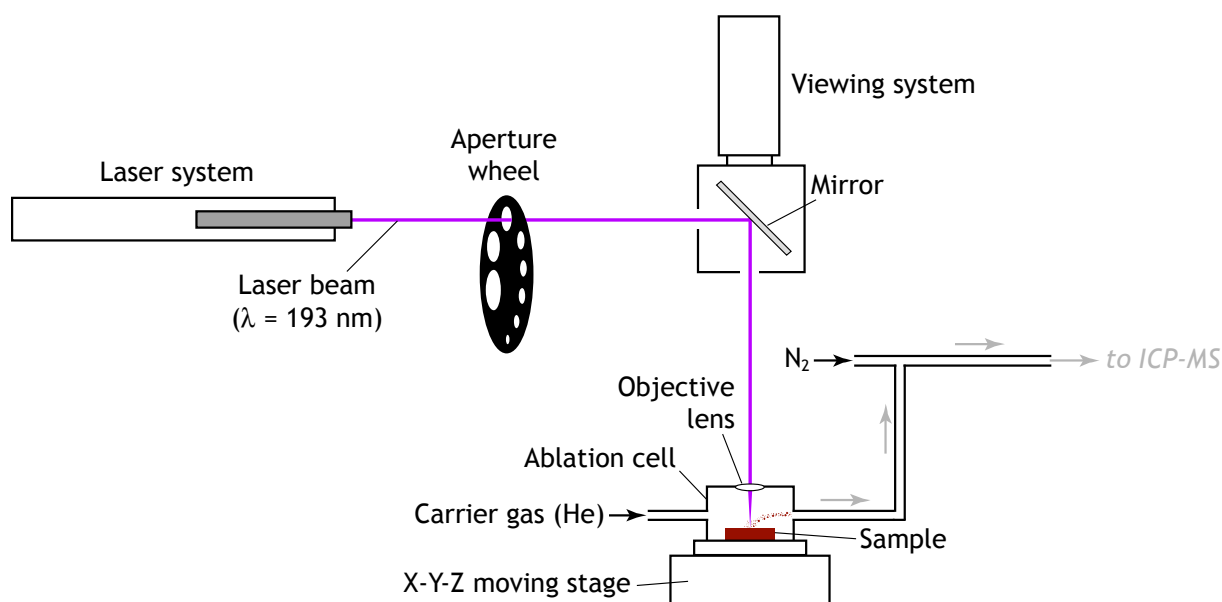


FIGURE A.11 : Schéma de principe du système d'ablation laser Resonetics M-50E du Laboratoire Magmas et Volcans.

En pratique, l'analyse débute par une mesure du bruit de fond pendant environ ~20 secondes, suivie par l'ablation de l'échantillon et la mesure du signal pendant ~80 secondes. Après l'analyse, le temps de latence pendant lequel le signal retourne à un niveau proche de celui du bruit de fond est très court (~20 secondes), permettant la succession très rapide des analyses sans risque de contamination croisée. Chaque session analytique débute et se termine par l'analyse des standards constitués par les zircons naturels GJ-1 et 91500. GJ-1 est utilisé en tant que standard de calibration, et 91500 est mesuré comme un échantillon afin de déterminer la justesse des analyses. Au cours de l'analyse des échantillons, on intercale 2

mesures du standard de calibration GJ-1, en général toutes les 8 à 10 analyses. Dans tous les cas (standards et échantillons), les signaux sont acquis sur 8 masses différentes : ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb .

A1.5.4. Traitement des données

Après l'acquisition, les signaux bruts sont traités *offline* à l'aide du logiciel spécifique GLITTER! (van Achterbergh *et al.*, 2001). Un premier filtrage manuel est effectué afin de retirer les analyses pour lesquelles l'échantillon contient trop de Pb commun, c'est-à-dire non radiogénique (^{204}Pb). En effet, la datation U–Pb repose sur le principe que tout le Pb contenu dans le zircon est d'origine radiogénique, et dans le cas des analyses réalisées selon la méthode décrite dans la Section A1.5.3, il est impossible de corriger de la contribution du Pb commun. En effet, le gaz permettant le transport de l'échantillon de la cellule d'ablation vers l'ICP-MS contient une petite quantité de mercure (Hg), entraînant des interférences sur la masse du ^{204}Pb (par le biais de l'isotope ^{204}Hg et du composé polyatomique $^{200}\text{Hg}^4\text{He}$). Ainsi, toutes les analyses présentant un signal sur la masse 204 supérieur à celui du « bruit de fond » en ^{204}Hg ne sont pas considérées. D'autre part, il est possible que le zircon contienne des micro-inclusions d'autres minéraux. Lors de l'ablation, l'incorporation de ces inclusions dans l'aérosol analysé induit des perturbations dans le signal, par exemple, des pics en Pb commun. Afin de s'affranchir de ce problème, le programme GLITTER! permet de sélectionner les plages de signal « propres », c'est-à-dire vierges de toute perturbation par l'analyse de micro-inclusions.

Une fois les signaux bruts filtrés de ces perturbations néfastes à la détermination de l'âge, il convient de déterminer les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des échantillons mesurés. Pour cela, on se base sur la technique du *standard bracketing* : comme pour l'analyse des éléments en trace (Section A1.3.2), on part du principe que l'évolution du signal et du bruit de fond est linéaire entre deux mesures des standards. Connaissant la valeur des rapports isotopiques dans le standard GJ-1, on obtient ceux de l'échantillon par interpolation linéaire entre les valeurs mesurées dans le standard avant et après l'analyse de l'échantillon. Cette technique permet de corriger à la fois des problèmes de discrimination en masse (par exemple, sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), des fractionnements inter-élémentaires et de la dérive du signal au cours de la session analytique. Les concentrations des

zircons analysés en Th, U et Pb sont calculées de la même manière : connaissant les teneurs en ces éléments dans le standard GJ-1 (Th = 6.7 ppm ; U = 224 ppm ; Pb = 20.2 ppm), et en considérant que l'intensité du signal est linéairement proportionnelle à la concentration, il est possible de retrouver la composition chimique de l'échantillon.

A1.5.5. Fiabilité des mesures

L'incertitude sur les rapports isotopiques pour chaque analyse individuelle (c'est-à-dire, acquise par un unique spot laser) est calculée statistiquement par le logiciel GLITTER! en intégrant l'erreur intrinsèque de chaque cycle de mesure sur l'ensemble de la durée d'acquisition. Les erreurs obtenues, propagées ensuite dans le calcul de l'âge, entraînent une incertitude globale sur celui-ci de l'ordre de 1 à 2%. L'accumulation statistique, pour un échantillon donnée, d'un certain nombre d'analyses individuelles (entre 15 et 40) permet d'améliorer l'incertitude sur l'âge de l'échantillon jusqu'à des valeurs de l'ordre de 0.2 à 0.4%. Les mesures répétées des standards GJ-1 et 91500 (Figure A.12) sont reproductibles dans cette gamme, puisqu'elles fournissent des âges concordants de 600.5 ± 1.0 Ma (RSD = 0.22% ; $n = 204$) et 1065.7 ± 3.6 Ma (RSD = 0.37% ; $n = 32$), respectivement. De plus, ces résultats attestent de la justesse de nos analyses, dans la mesure où les âges obtenus sont identiques, aux incertitudes près, aux âges de référence admis pour ces standards, à savoir 599 Ma pour GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004) et 1065 Ma pour 91500 (Wiedenbeck *et al.*, 2004) (Figure A.12).

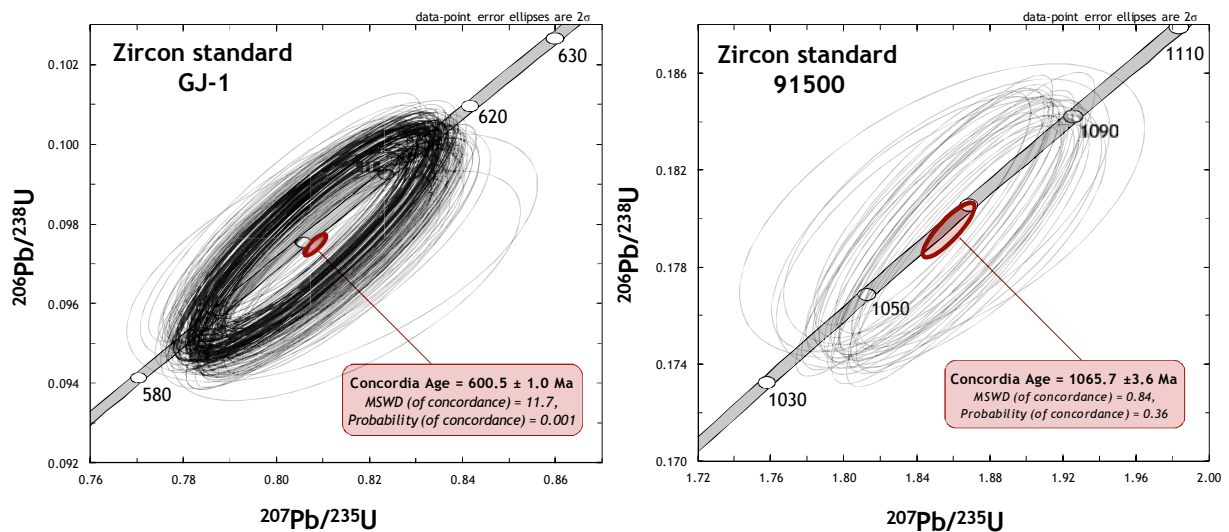


FIGURE A.12 : Compilation de toutes les analyses des standards de zircons naturels GJ-1 ($N = 204$) et 91500 ($N = 32$) mesurés au cours de cette étude. Une ellipse représente un point d'analyses.

A1.6. Analyse de la composition en éléments majeurs des minéraux

La composition chimique des minéraux en éléments majeurs, pour les plutons de Bulai (Laurent, 2009), Mashashane, Matlala et Moletsi (Pauzat, 2011), ont été déterminées en utilisant la microsonde électronique CAMECA SX100 du Laboratoire Magmas et Volcans. La microsonde électronique est un dispositif d'analyse quantitative ponctuelle non destructif. Dans le cadre de notre étude, les échantillons ont été analysés en lames minces polies, préalablement métallisées, c'est-à-dire couvertes par un film de carbone de quelques microns d'épaisseur.

Les échantillons ainsi préparés sont placés dans une chambre sous vide et bombardés par un faisceau primaire d'électrons accélérés à haute tension (15 kV). Les atomes constituant l'échantillon sont ionisés par l'absorption de ces électrons, et émettent des rayons X en retournant à un état énergétique fondamental. Chaque élément chimique émet des rayons X dans une longueur d'onde qui lui est propre, et l'intensité de ce rayonnement est directement proportionnelle à la concentration de l'élément en question dans l'échantillon. Un système optique constitué de spectromètres à dispersion d'onde (WDS) permettent de réfléchir le rayonnement X réémis par l'échantillon en fonction de sa longueur d'onde, conformément à la loi de Bragg. Chaque longueur d'onde que l'on souhaite mesurée est donc successivement collectée dans les détecteurs, constitués de cristaux monochromateurs, en déplaçant les spectromètres.

La concentration de chaque élément dans l'échantillon est déterminée de manière quantitative en comparant les longueurs d'ondes et les intensités des rayons X émis par l'échantillon à celles émises par un standard de composition connue. La calibration est effectuée en utilisant soit des minéraux naturels, soit des verres synthétiques.

L'analyse des minéraux en éléments majeurs est réalisée avec un faisceau focalisé de 1 μm , présentant une intensité de 15 nA. Le temps de comptage est compris entre 10 et 30 s pour chaque élément, en fonction de leur concentration. Le volume échantillonné qui en résulte est de l'ordre du micromètre cube. Dans certains minéraux (amphibole et biotite), nous avons mesuré les concentrations en Cl et F : pour cela, un faisceau défocalisé de 20 μm a été utilisé avec une intensité de 40 nA, pour un temps de comptage de 90 s pour chaque élément.

Dans le cas des analyses à la microsonde électronique, l'erreur analytique interne est calculée statistiquement pour chaque élément et chaque analyse à partir des temps de comptage, de l'intensité du signal intégré sur l'ensemble de l'analyse, et de sa comparaison avec celles du standard et du bruit de fond. L'erreur interne associée à l'analyse d'un élément est généralement supérieure à la variation de composition obtenue pour cet élément dans un même échantillon, aussi est-elle une bonne quantification de la précision des mesures.

Bibliographie propre à l'Annexe 1

- dePaolo D.J., 1981b. A Neodymium and Strontium Isotopic Study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* 86(B11), 10470–10488.
- Gladney, E.S., Jones, E.A., Nickell, E.J., Roelandts, I., 1992. 1988 compilation of elemental concentration data for USGS AGV-1, GSP-1 and G-2. *Geostandards Newsletter* 16, 111–300.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description of 272 gestandards. *Geostandards Newsletter* 13 (Special Issue), 113 pp.
- Govindaraju, K., 1994. 1994 compilation of working values and sample description of 383 gestandards. *Geostandards Newsletter* 18 (Special Issue), 158 pp.
- Hofmann A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J., 1984. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth and Planetary Science Letters* 67(2), 137–150.
- Liang, Q. and Grégoire, D.C., 2000. Determination of trace elements in twenty six Chinese geochemistry reference materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 24, 51–63.
- Maisel, T., Schöner, N., Paliulionyte, V., Kahr, E., 2002. Determination of rare earth elements, Y, Th, Zr, Hf, Nb and Ta in geological reference materials G-2, G-3, SCo-1 and WGB-1 by sodium peroxide sintering and inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis* 26, 53–61.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.
- Ohta T. and Arai, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology* 240, 280–297.
- Panteeva, S.V., Gladkochoub, D.P., Donskaaya, T.V., Markova, V.V., Sandimirova, G.P., 2003. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma-mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochimica Acta* 58, 341–350.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium – neodymium for isotope analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298(2), 209–217.
- Pretorius, W., Weis, D., Williams, G., Hanano, D., Kieffer, B., Scoates, J., 2006. Complete Trace Elemental Characterisation of Granitoid (USGS G-2, GSP-2) Reference Materials by High Resolution Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research* 30(1), 39–54.
- van Achterbergh E., Ryan C., Jackson S., Griffin W.L., 2001. In: Sylvester P. (editor), Appendix 3 data reduction software for LA-ICP-MS in “Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences”, 29. Mineralogical Association of Canada Short Course, 239–243.
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L. *et al.*, 2004. Further Characterization of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28(1), 9–39.
- Willbold, M. and Jochum, K.P., 2005. Multi-element isotope dilution sector field ICP-MS: A precise technique for the analysis of geological materials and its application to geological reference materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 29, 63–82.

Annexe 2

Compilation des coefficients de partage

Dans tous les modèles géochimiques développés dans le cadre de ce travail, nous avons utilisé des équations prédisant le comportement des éléments majeurs et en trace au cours des processus magmatiques (fusion partielle et cristallisation). Dans toutes ces équations, les variables sont systématiquement :

- La composition du système à l'état initial (C_0). Il s'agit soit de la composition d'un solide (roche source), soit de celle d'un liquide (magma parent) ;
- La fraction de liquide (F) après fusion ou cristallisation partielles ;
- Un coefficient de distribution global (D^i) ou partiel (P^i) qui dépend lui-même des coefficients de partage entre chaque élément i et chaque minéral (Kd^i), et de la proportion des différents minéraux dans le solide résiduel (dans le cas de la fusion partielle) ou dans le cumulat (dans le cas de la cristallisation).

La composition initiale C_0 peut être estimée à partir de données provenant des analyses d'échantillons naturels. Le plus souvent, on cherche d'ailleurs à modéliser la fusion ou la cristallisation à partir d'une composition connue, aussi ce paramètre n'est-il pas vraiment une variable. La fraction de liquide F et les relations de phase (proportions entre les différents minéraux) peuvent être déduites d'études expérimentales menées sur des systèmes de composition proche de celle des échantillons étudiés, ou à partir de bilans de masses sur la base des éléments majeurs. La comparaison entre ces deux approches permet d'évaluer la fiabilité des résultats, qui sont donc assez bien contraints.

En ce qui concerne les coefficients de partage, il est possible d'utiliser des valeurs publiées dans la littérature sur la base d'études expérimentales ou d'analyses chimiques ponctuelles entre minéraux et matrice (dans les roches volcaniques). Toutefois, un certain nombre de ces coefficients de partage sont entachés d'une incertitude très importante : pour un élément et un minéral donnés, la valeur du Kd^i peut ainsi varier d'un ordre de grandeur. Cette incertitude sur la valeur des coefficients de partage montre qu'un modèle réaliste doit prendre en compte toute la gamme de valeurs publiées. En effet, le choix arbitraire d'une valeur unique parmi

cette gamme publiée est d'autant plus improbable que celle-ci est grande, et rend donc le modèle d'autant moins réaliste.

De plus, pour un élément et un minéral donnés, la valeur du coefficient de partage dépend en grande partie des variables intensives du système (P , T , fO_2 , activité des différents composants, etc.). Toutefois, celle qui exerce, au premier ordre, la plus grande influence est clairement la composition chimique et, en particulier, celle du liquide (*e.g.* Rollinson, 1993). Par exemple, les coefficients de partage entre amphibole et liquide augmentent continuellement en considérant des magmas de plus en plus riches en silice (Tiepolo *et al.*, 2007). Par conséquent, il n'est pas réaliste de choisir un unique coefficient de partage (et même, une unique *gamme* de coefficients de partage) pour modéliser des processus de différenciation et de fusion partielle au sein de systèmes de compositions dioritiques à granitiques (Rollinson, 1993). Par exemple, si l'on suppose une composition de départ mafique, de faibles taux de fusion partielle entraîneront la production d'un liquide très riches en silice, alors qu'un faible degré de différenciation à partir de la même composition engendrera un magma beaucoup moins felsique. Ainsi, il n'est pas réaliste d'utiliser les mêmes coefficients de partage pour modéliser chacun des deux processus.

Afin de s'affranchir de ces problèmes, j'ai construit une base de données de gammes de coefficients de partage. Ces gammes ont été compilées à partir de valeurs de coefficients de partage publiées dans la littérature pour des systèmes calco-alcalins et regroupées dans la base de données du site Web « Geochemical Earth Reference Model » (GERM : <http://earthref.com/GERM/>). Elles concernent 11 espèces minérales⁸, 21 éléments en trace⁹ et trois compositions de liquide différentes :

- des liquides « mafiques » (< 60 pds.% SiO_2) – basalte à andésite basaltique ;
- des liquides « intermédiaires » (60–70 pds.% SiO_2) – andésite à dacite ;
- des liquides « felsiques » (> 70 pds.% SiO_2) – rhyolite.

Les valeurs extrêmes des gammes ont été choisies ou calculées, en fonction des données disponibles pour chaque élément, chaque minéral et chaque gamme de composition de

⁸ Allanite, amphibole, apatite, biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, ilménite, magnétite, orthopyroxène, plagioclase et zircon.

⁹ Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y, Th, Nb, Ta, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu, V, Sc

liquide. Pour un élément chimique, un minéral et une composition de liquide donnés, quatre cas de figure se sont présentés :

- Dans le cas où les données disponibles sont suffisamment nombreuses ($n > 5$) et présentent une variabilité assez faible (Figure A.13), nous avons utilisé les valeurs extrêmes définies par le calcul de la moyenne affectée d'une incertitude de 1σ .

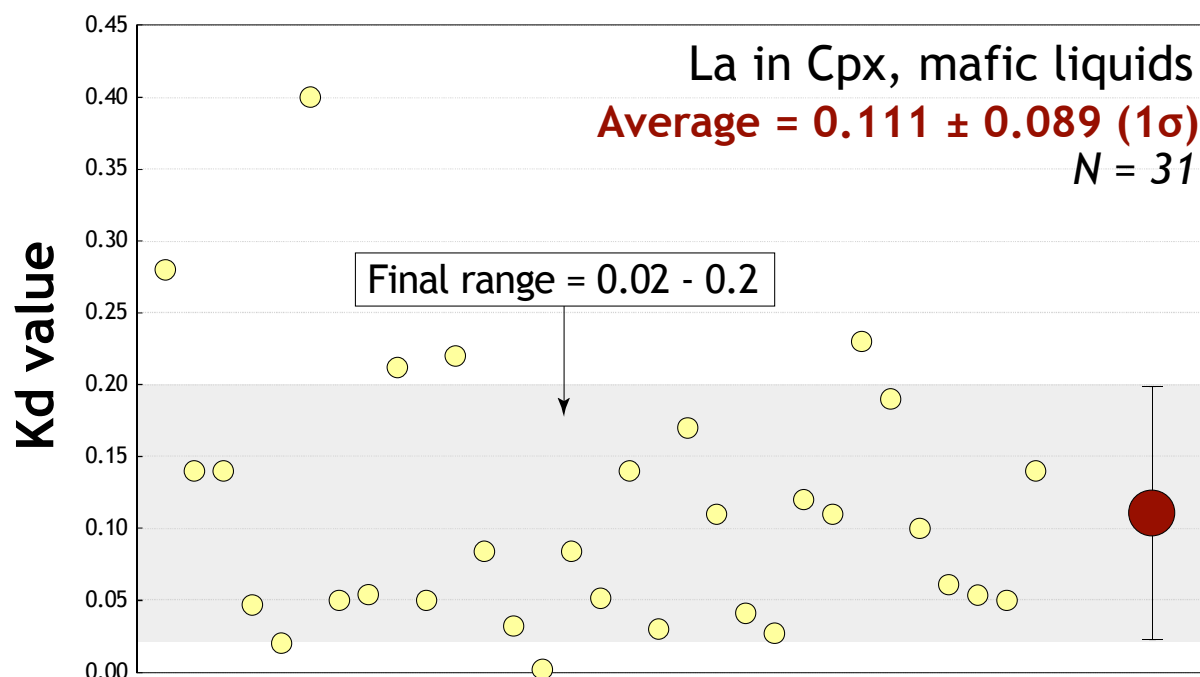


FIGURE A.13 : Sélection de la gamme de coefficients de partage dans le cas où un grand nombre de données est disponible, et où celles-ci ne montrent pas une trop grande variabilité. Le cercle rouge représente la moyenne des données, affectée d'une incertitude de 1σ . La gamme finale est représentée en grisé.

- Parfois, même dans les cas où on dispose de suffisamment de données ($n > 5$), il arrive que la variabilité des coefficients de partage soit très importante (plus de deux ordres de grandeur). Si la série de données présente une ou deux valeurs clairement extrêmes par rapport aux autres, celles-ci n'ont pas été prises en compte (Figure A.14a). Dans d'autres configurations, le choix des *outliers* s'est avéré plus ambigu, auquel cas nous avons utilisé non plus la moyenne mais la médiane de la série de données, affectée d'une incertitude de 1σ , pour définir les valeurs extrêmes de la gamme (Figure A.14b).

- Dans les cas où un petit nombre de données sont disponibles ($n = 2-5$), la gamme est définie par les valeurs extrêmes publiées dans la littérature (Figure A.15).

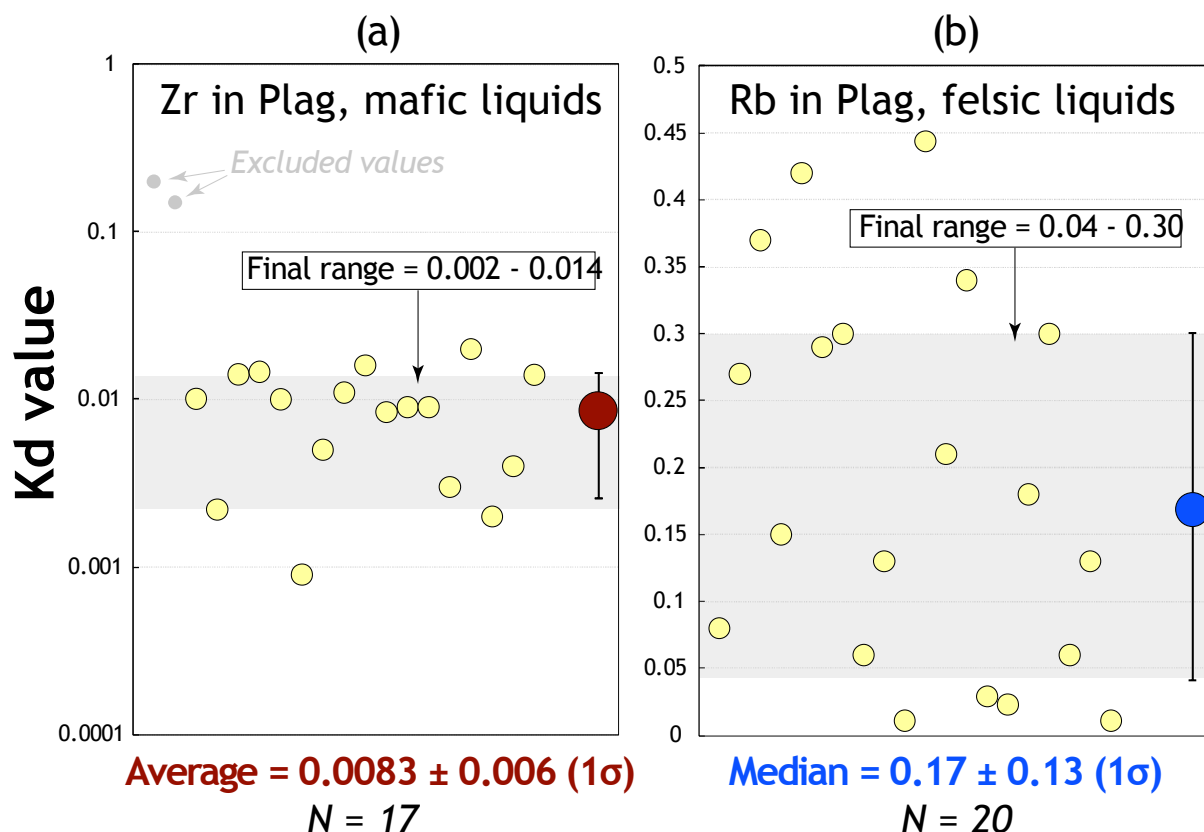


FIGURE A.14 : Sélection de la gamme de coefficients de partage dans le cas où un grand nombre de données est disponible, mais où celles-ci présentent une certaine variabilité. (a) Cas de figure où les outliers peuvent être facilement identifiés et exclus du calcul de la moyenne (cercle rouge). Celle-ci est toujours affectée d'une incertitude de 1σ . (b) Cas de figure où aucun outlier ne peut être défini avec certitude ; dans ce cas, la gamme est sélectionnée à partir de la valeur médiane (cercle bleu), affectée d'une incertitude de 1σ . Les gammes finales sont représentées en grisé.

- Si un seul ($n = 1$) ou aucun coefficient de partage n'est disponible, nous avons utilisé la gamme définie sur la base d'autres compositions de liquide. Dans certains cas, la même gamme est utilisée pour toutes les compositions de liquide, car les données publiées ne concernent qu'un seul type de magma.

Les données du site Web GERM ont été complétées avec des mesures de coefficients de partage récentes, en particulier pour les phases accessoires (Prowatke & Klemme, 2006 ; Rubatto & Hermann, 2007), le plagioclase et les pyroxènes (Severs *et al.*, 2009), ainsi que des compilations déjà publiées (Rollinson, 1993 ; Bédard, 2006).

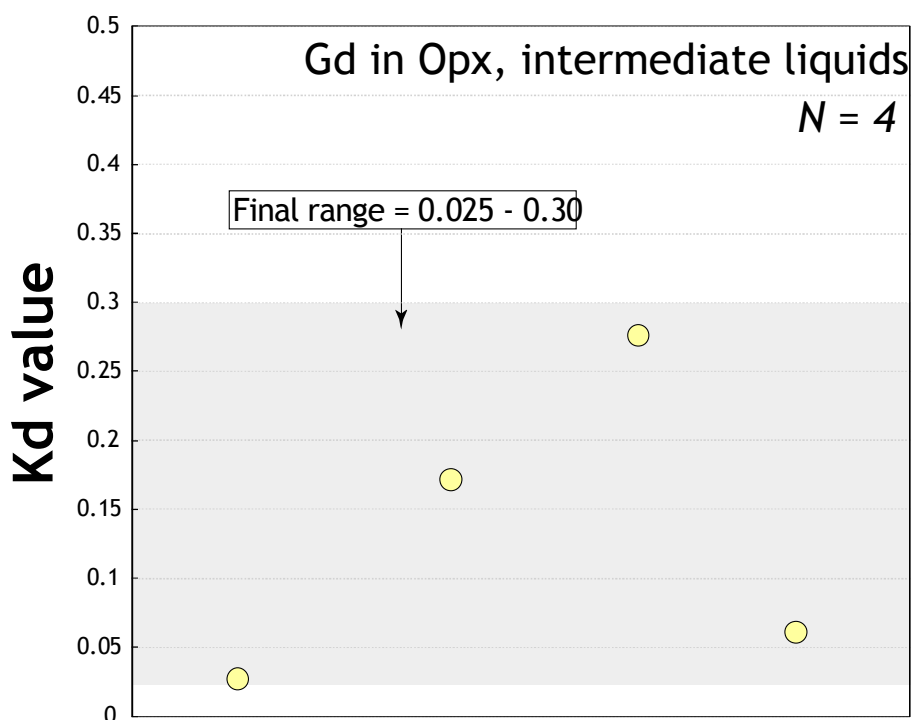


FIGURE A.14 : Sélection de la gamme de coefficients de partage dans le cas où un faible nombre de données est disponible. Dans ce cas, la gamme finale (représentée en grisé) est définie par les valeurs extrêmes, légèrement augmentées (pour le maximum) ou diminuées (pour le minimum).

Bibliographie propre à l'Annexe 2

- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70, 1188–1214.
- Prowatke, S. and Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4513–4527.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, London. 352 pp.
- Rubatto, D. and Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology* 241, 38–61.
- Severs, M.J., Beard, J.S., Fedele, L., Hanchar, J.M., Mutchler, S.R., Bodnar, R.J., 2009. Partitioning behavior of trace elements between dacitic melt and plagioclase, orthopyroxene, and clinopyroxene based on laser ablation ICPMS analysis of silicate melt inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 2123–2141.
- Tiepolo, M., Oberti, R., Zanetti, A., Vannucci, R., Foley, S.F., 2007. Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate Melt. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67, 417–452.

Annexe 3

Position GPS des sites d'échantillonnage

L'ensemble des positions GPS des sites où les échantillons analysés dans le cadre de cette thèse ont été collectés sont listée ci-dessous. Dans la nomenclature des échantillons, les trois premières lettres désignent le pluton ou l'unité géologique concernée (*e.g.* BUL pour Bulai, HRG pour Hout River Gneiss, etc.), le chiffre correspond au site d'échantillonnage, et la lettre éventuelle (a, b, c...) indique que plusieurs échantillons ont été prélevés au niveau d'un même site. Pour information, la campagne au cours de laquelle l'échantillonnage a été réalisé et les personnes présentes sont également reportées (*GS* = Gary Stevens ; *HM* = Hervé Martin ; *JFM* = J.-François Moyen ; *MR* = Mafusi Rapopo ; *OL* = Oscar Laurent ; *RD* = Régis Doucelance).

Pluton	Site	Latitude	Longitude	Campagne	Échantillonné par
Mashashane (MAS)	01	23°58'10.86"S	29° 3'3.78"E	2010	OL, RD
	02	24° 5'4.02"S	29° 4'10.98"E	2010	OL, RD
	03	24° 2'42.54"S	29° 5'43.86"E	2010	OL, RD
	04	24° 2'15.72"S	29° 6'16.26"E	2010	OL, RD
	05	24° 1'33.24"S	29° 7'1.98"E	2010	OL, RD
	06	23°59'19.20"S	29° 3'37.50"E	2010	OL, RD
	07	23°59'14.22"S	29° 3'31.38"E	2010	OL, RD
	09	23°58'16.98"S	29° 3'6.00"E	2010	OL, RD
	10	23°56'34.02"S	29° 4'26.76"E	2010	OL, RD
	11	23°57'51.72"S	29° 6'32.22"E	2010	OL, RD
	12	23°57'14.64"S	29° 6'39.66"E	2010	OL, RD
	13	23°58'39.12"S	29° 6'8.46"E	2010	OL, RD
	14	23°59'5.82"S	29° 5'49.26"E	2010	OL, RD
	15	24° 4'30.42"S	29° 8'47.22"E	2010	OL, RD
	16	24° 2'54.90"S	29° 9'19.80"E	2010	OL, RD
	17	23°57'41.52"S	29° 7'27.54"E	2010	OL, RD
	18	23°57'28.92"S	29° 6'23.58"E	2010	OL, RD
	19	23°55'40.98"S	29° 8'19.08"E	2010	OL, RD
	20	23°56'51.30"S	29° 6'49.98"E	2010	OL, RD
	21	23°55'59.16"S	29° 7'18.54"E	2010	OL, RD
	22	23°55'56.82"S	29° 7'40.26"E	2010	OL, RD
	23	23°56'42.72"S	29° 7'47.04"E	2010	OL, RD
	24	23°56'45.66"S	29° 7'12.54"E	2010	OL, RD
	25	23°56'47.40"S	29° 7'13.98"E	2010	OL, RD
Matlala (MTL)	01	23°49'10.92"S	28°59'58.20"E	2010	OL, RD
	02	23°49'11.04"S	28°59'51.30"E	2010	OL, RD
	03	23°49'10.20"S	28°59'42.06"E	2010	OL, RD
	04	23°49'13.98"S	28°59'46.74"E	2010	OL, RD
	05	23°49'10.44"S	28°59'54.84"E	2010	OL, RD
	06	23°49'20.16"S	29° 0'26.70"E	2010	OL, RD
	07	23°48'43.86"S	29° 2'20.34"E	2010	OL, RD
	08	23°48'43.44"S	29° 2'21.90"E	2010	OL, RD
	09	23°48'22.74"S	29° 2'7.38"E	2010	OL, RD
	10	23°47'23.10"S	29° 2'47.40"E	2010	OL, RD
	11	23°47'25.62"S	29° 2'43.44"E	2010	OL, RD
	12	23°47'27.18"S	29° 2'48.60"E	2010	OL, RD
	13	23°47'10.08"S	29° 3'0.42"E	2010	OL, RD
	14	23°46'46.26"S	29° 3'14.46"E	2010	OL, RD
	15	23°46'48.24"S	29° 3'15.66"E	2010	OL, RD
	16	23°46'25.32"S	29° 3'9.06"E	2010	OL, RD
	17	23°46'29.76"S	29° 2'45.36"E	2010	OL, RD
	18	23°45'49.08"S	29° 4'0.18"E	2010	OL, RD
	19	23°45'17.28"S	29° 3'30.60"E	2010	OL, RD

Pluton	Site	Latitude	Longitude	Campagne	Echantillonné par
Matlala (suite)	20	23°44'50.04"S	29° 3'30.12"E	2010	OL, RD
	21	23°44'58.56"S	29° 3'30.00"E	2010	OL, RD
	22	23°45'16.26"S	29° 1'32.40"E	2010	OL, RD
	23	23°45'10.92"S	29° 1'33.42"E	2010	OL, RD
	24	23°45'7.38"S	29° 1'3.06"E	2010	OL, RD
	25	23°45'24.30"S	28°59'3.42"E	2010	OL, RD
	26	23°47'55.32"S	28°59'7.26"E	2010	OL, RD
	27	23°47'47.22"S	28°59'14.82"E	2010	OL, RD
	28	23°47'2.16"S	28°59'23.82"E	2010	OL, RD
	29	23°46'18.54"S	28°58'28.74"E	2010	OL, RD
	30	23°45'52.56"S	28°58'20.58"E	2010	OL, RD
	31	23°45'45.96"S	29° 2'32.64"E	2010	OL, RD
	32	23°45'50.52"S	29° 2'15.24"E	2010	OL, RD
	33	23°46'3.42"S	29° 2'12.12"E	2010	OL, RD
	34	23°46'18.84"S	29° 2'15.42"E	2010	OL, RD
	35	23°44'9.90"S	29° 3'16.98"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	36	23°40'39.00"S	29° 6'56.58"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	37	23°40'19.80"S	29° 6'18.84"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	38	23°38'25.98"S	29° 3'28.32"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	39	23°38'35.64"S	29° 1'8.82"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	40	23°38'48.84"S	29° 0'58.56"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	41	23°39'19.50"S	28°57'36.06"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	42	23°43'11.10"S	28°59'24.36"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	43	23°43'24.10"S	28°58'57.46"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	44	23°43'19.99"S	29°59'10.87"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	45	23°43'15.06"S	28°59'07.14"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	46	23°43'13.26"S	28°59'07.42"E	2010	OL, RD, HM, JFM
Matok (MAT)	01	23°26'15.32"S	29°44'42.07"E	2008	MR, JFM, GS
	02 à 04	23°32'11.53"S	29°42'24.14"E	2008	MR, JFM, GS
	05 à 07	23°31'35.17"S	29°42'29.35"E	2008	MR, JFM, GS
	08	23°31'44.13"S	29°42'39.22"E	2008	MR, JFM, GS
	09 à 14	23°31'31.34"S	29°42'12.14"E	2008	MR, JFM, GS
	15	23°27'22.55"S	29°51'42.58"E	2008	MR, JFM, GS
	16 et 17	23°28'3.58"S	29°47'53.10"E	2008	MR, JFM, GS
	18 et 19	23°28'4.37"S	29°47'55.41"E	2008	MR, JFM, GS
	20	23°27'54.11"S	29°41'15.54"E	2008	MR, JFM, GS
	21 et 22	23°28'6.14"S	29°38'3.54"E	2008	MR, JFM, GS
	23 et 24	23°26'41.56"S	29°35'10.41"E	2008	MR, JFM, GS
	25 et 26	23°25'12.43"S	29°40'10.52"E	2008	MR, JFM, GS
	27	23°25'22.26"S	29°39'50.20"E	2008	MR, JFM, GS
	28	23°25'34.34"S	29°41'36.00"E	2008	MR, JFM, GS
	29	23°26'28.26"S	29°41'15.40"E	2008	MR, JFM, GS
	30	23°29'28.16"S	29°42'28.12"E	2008	MR, JFM, GS
	31	23°30'0.18"S	29°42'50.02"E	2008	MR, JFM, GS
	32	23°30'46.48"S	29°41'24.11"E	2008	MR, JFM, GS
	33	23°30'59.02"S	29°41'48.11"E	2008	MR, JFM, GS
	34	23°29'57.29"S	29°43'17.38"E	2008	MR, JFM, GS
	35	23°25'48.58"S	29°43'28.37"E	2008	MR, JFM, GS
	36	23°26'5.06"S	29°44'31.23"E	2008	MR, JFM, GS
	37	23°31'12.07"S	29°42'31.10"E	2008	MR, JFM, GS
	38	23°31'4.38"S	29°41'59.03"E	2008	MR, JFM, GS
	39 et 40	23°31'7.56"S	29°41'53.41"E	2008	MR, JFM, GS
	41	23°30'45.36"S	29°41'23.46"E	2008	MR, JFM, GS
	42	23°30'29.31"S	29°40'25.52"E	2008	MR, JFM, GS
	43	23°30'29.52"S	29°38'51.18"E	2008	MR, JFM, GS
	44	23°29'13.43"S	29°38'49.13"E	2008	MR, JFM, GS
	45	23°29'26.37"S	29°38'47.62"E	2008	MR, JFM, GS
	46	23°29'26.37"S	29°38'48.44"E	2008	MR, JFM, GS
	47 à 49	23°29'37.97"S	29°38'56.83"E	2008	MR, JFM, GS
	50	23°29'19.54"S	29°38'48.18"E	2008	MR, JFM, GS
	51	23°28'4.08"S	29°38'2.94"E	2008	MR, JFM, GS
	52	23°28'10.18"S	29°38'5.24"E	2008	MR, JFM, GS
	53	23°28'14.45"S	29°38'6.04"E	2008	MR, JFM, GS
	54 et 55	23°27'52.67"S	29°37'57.36"E	2008	MR, JFM, GS
	56	23°26'54.10"S	29°38'27.06"E	2008	MR, JFM, GS
	57	23°26'52.69"S	29°38'28.28"E	2008	MR, JFM, GS
	58 et 59	23°26'39.66"S	29°38'29.88"E	2008	MR, JFM, GS
	60	23°26'34.98"S	29°38'27.48"E	2008	MR, JFM, GS
	61	23°25'27.62"S	29°37'40.51"E	2008	MR, JFM, GS
	62	23°26'13.92"S	29°44'42.29"E	2008	MR, JFM, GS
	63	23°26'38.94"S	29°44'44.81"E	2008	MR, JFM, GS
	64	23°28'4.44"S	29°45'0.79"E	2008	MR, JFM, GS

Pluton	Site	Latitude	Longitude	Campagne	Echantillonné par
Matok (suite)	65	23°27'52.38"S	29°45'1.33"E	2008	MR, JFM, GS
	66 et 67	23°27'56.81"S	29°45'1.66"E	2008	MR, JFM, GS
	68 et 69	23°28'0.23"S	29°45'1.66"E	2008	MR, JFM, GS
	70	23°27'22.86"S	29°51'42.55"E	2008	MR, JFM, GS
Moletsi (MOL)	01	23°46'3.96"S	29°18'49.62"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	02	23°44'52.86"S	29°18'43.50"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	03	23°44'22.14"S	29°18'10.50"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	04	23°42'41.89"S	29°18'56.94"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	05	23°42'2.64"S	29°18'18.42"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	06	23°45'01.61"S	29°16'48.39"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	07	23°44'31.60"S	29°17'32.29"E	2010	OL, RD, HM, JFM
	08	23°43'30.59"S	29°16'35.55"E	2010	OL, RD, HM, JFM
Turfloop (TUR)	01	23°57'22.98"S	29°26'39.00"E	2010	OL, HM, JFM
	02	23°59'22.62"S	29°27'28.98"E	2010	OL, HM, JFM
	03	24° 2'26.46"S	29°29'19.68"E	2010	OL, HM, JFM
	04	24° 3'55.62"S	29°30'59.10"E	2010	OL, HM, JFM
	05	24° 4'2.40"S	29°31'14.82"E	2010	OL, HM, JFM
	06	24° 6'39.18"S	29°31'48.96"E	2010	OL, HM, JFM
	07	24° 8'33.54"S	29°31'20.04"E	2010	OL, HM, JFM
	08	24°10'23.64"S	29°29'12.66"E	2010	OL, HM, JFM
	09	24°14'35.52"S	29°20'51.30"E	2010	OL, HM, JFM
	10	23°56'32.76"S	29°49'16.74"E	2010	OL, HM, JFM
	11	23°54'48.84"S	29°46'57.42"E	2010	OL, HM, JFM
	12	23°54'22.38"S	29°45'35.28"E	2010	OL, HM, JFM
	13	23°52'40.08"S	29°44'39.24"E	2010	OL, HM, JFM
	14	23°52'21.72"S	29°44'5.22"E	2010	OL, HM, JFM
	15	23°53'8.82"S	29°41'58.68"E	2010	OL, HM, JFM
	16	23°52'29.76"S	29°40'3.36"E	2010	OL, HM, JFM
	17	23°54'35.22"S	29°40'38.10"E	2010	OL, HM, JFM
	18	23°56'7.26"S	29°42'22.62"E	2010	OL, HM, JFM
	19	23°51'9.42"S	29°46'16.68"E	2010	OL, HM, JFM
	20	23°50'28.50"S	29°49'7.26"E	2010	OL, HM, JFM
	21	23°49'1.86"S	29°50'28.26"E	2010	OL, HM, JFM
	22	23°48'56.16"S	29°53'56.04"E	2010	OL, HM, JFM
	23	23°45'48.42"S	29°57'28.14"E	2010	OL, HM, JFM
Duiwelskloof (DWK)	01	23°56'25.02"S	29°56'51.00"E	2010	OL, HM, JFM
	02	23°55'39.06"S	30° 2'33.30"E	2010	OL, HM, JFM
	03	23°51'26.40"S	30° 8'15.72"E	2010	OL, HM, JFM
	04	23°36'43.38"S	30°19'44.10"E	2010	OL, HM, JFM
	05	23°37'53.82"S	30°23'14.76"E	2010	OL, HM, JFM
	06	23°36'23.52"S	30°23'36.96"E	2010	OL, HM, JFM
	07	23°35'52.26"S	30°23'06.17"E	2010	OL, HM, JFM
Groot Letaba G. (MAK/LET)	01	23°55'42.60"S	29°53'41.82"E	2010	OL, HM, JFM
	02	23°55'59.16"S	29°51'53.70"E	2010	OL, HM, JFM
	03	23°38'13.20"S	30° 8'57.12"E	2010	OL, HM, JFM
	04	23°28'19.38"S	30°22'29.52"E	2010	OL, HM, JFM
Hout River G. (HRG)	01	23°47'33.12"S	29° 7'39.48"E	2010	OL, HM, JFM
	02	23°47'34.20"S	29° 7'42.60"E	2010	OL, HM, JFM
	03	23°41'28.50"S	29°10'30.06"E	2010	OL, HM, JFM
Bulai (BUL)	01 à 06	22°16'58.5"S	29°54'29.22"E	2007	JFM, HM
	07 à 12	22°17'29.38"S	29°55'20.16"E	2007	JFM, HM
	13 à 15	22°17'32.76"S	29°55'30.90"E	2007	JFM, HM
	16 et 17	22°17'52.08"S	29°50'50.10"E	2007	JFM, HM
	18	22°17'42.78"S	29°50'46.26"E	2007	JFM, HM
	19 et 20	22°17'48.78"S	29°50'46.26"E	2007	JFM, HM
	21	22°18'48.66"S	29°51'39.00"E	2007	JFM, HM
	22	22°19'36.54"S	29°51'1.74"E	2007	JFM, HM
	23	22°20'29.22"S	29°50'43.74"E	2007	JFM, HM
	24	22°17'45.18"S	29°50'24.12"E	2007	JFM, HM
	25 et 26	22°19'9.36"S	30°00'48.02"E	2007	JFM, HM
	27	22°19'42.48"S	29°57'29.98"E	2007	JFM, HM
	28	22°22'0.78"S	29°54'0.54"E	2007	JFM, HM
	29	22°22'15.96"S	29°53'58.14"E	2007	JFM, HM
	34	22°15'54.00"S	29°54'52.68"E	2009	OL, JFM
	35	22°15'54.78"S	29°54'49.32"E	2009	OL, JFM
	36	22°15'50.12"S	29°54'41.92"E	2009	OL, JFM
	48	22°15'49.87"S	29°55'9.68"E	2009	OL, JFM
	49	22°15'49.98"S	29°55'10.70"E	2009	OL, JFM

Annexe 4

Tableaux de données géochimiques

Cette annexe rassemble l'ensemble des données géochimiques obtenues dans le cadre de ce travail, incluant :

- Les données en éléments majeurs et traces sur roche totale ;
- Les données isotopiques Sm–Nd sur roche totale ;
- Les données isotopiques U–Pb sur zircons séparés.
- Les compositions en éléments majeurs des minéraux présentés dans les Chapitres 4 et 5 sont issues des travaux de Master de Laurent (2009 ; Bulai), Rapopo (2010 ; Matok) et Puzat (2011 ; Mashashane-Matlala-Moletsi). Les tableaux de données sont disponibles sur demande.

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Bulai														
Sample	BUL-1A	BUL-2	BUL-48	BUL-34	BUL-35	BUL-36	BUL-49	BUL-11	BUL-14	BUL-6	BUL-7	BUL-9	BUL-12	BUL-13	BUL-26
Facies	Enclave			Enderbite				Lamprophyre		Mafic dyke			Granite		
Major elements (wt.%)															
SiO ₂	46.11	48.26	48.82	52.87	54.32	52.05	53.96	52.54	58.42	54.05	54.9	55.5	71.48	72.6	74.36
TiO ₂	2.89	2.34	2.05	1.7	1.65	1.81	1.51	1.81	1.42	2.33	1.08	1.07	0.38	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	16.24	17.34	17.45	16.48	16.54	16.7	16.89	18.42	16.75	19.09	20.8	20.1	14.43	14.58	13.54
Fe ₂ O ₃	13.7	11.41	9.05	8.14	7.57	8.36	7.1	7.74	6.7	6.88	6.56	6.87	2.25	1.16	1.15
MnO	0.14	0.12	0.11	0.1	0.1	0.1	0.12	0.12	0.06	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01
MgO	3.75	3.59	3.82	3.85	3.39	3.95	3.32	2.56	1.94	2.35	1.52	1.36	0.74	0.4	0.38
CaO	8.1	8.01	6.75	7.28	6.58	7.6	6.47	5.88	4.4	5.28	5.41	5.15	2.27	1.74	1.52
Na ₂ O	3.52	3.88	3.63	3.42	3.46	3.27	3.69	3.6	3.31	4.42	4.94	4.72	2.86	3.34	2.6
K ₂ O	2.7	2.48	2.73	2.12	2.45	2.01	2.97	4.63	4.88	2.8	2.6	2.96	4.6	5.24	5.84
P ₂ O ₅	1.79	1.42	0.99	0.84	0.76	0.96	0.79	0.99	0.73	0.72	0.37	0.35	0.14	0.08	0.07
LOI	0.5	0.5	1.9	0.7	0.8	0.7	1	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.2
Sum	98.08	98.21	96.41	97.52	97.29	95.78	98.25	98.32	98.74	97.67	97.91	97.83	98.44	98.72	99.77
Trace elements (ppm)															
Sc	25	20	18	16	15	16	14	11	8	5	4	3	1	2	< d.l.
V	178	157	165	142	126	149	134	119	96	126	101	109	28	17	22
Cr	61.6	41.1	109.5	102.6	89.0	109.5	54.7	20.5	27.4	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	13.7
Co	29.7	28.1	76.9	84.3	81.5	89.6	78.2	21.0	16.3	15.4	10.9	10.9	4.9	2.4	2.4
Ni	32.1	31.2	43.0	36.6	29.7	35.0	36.6	23.4	18.7	14.0	9.0	10.0	5.3	2.0	3.1
Ga	29.5	30.4	28.6	25.1	24.5	25.9	24.3	23.1	21.7	28.9	33.4	32.3	18.2	21.1	16.4
Rb	59.1	66.7	89.7	54.4	46.2	49.9	83.1	108.5	87.5	92	70	76	95.1	195.5	124
Sr	691.0	794.1	510.1	637.2	597.1	662.4	536.7	1405.0	987.3	547	699	710	503.9	229.6	214.2
Y	86.1	71.3	45.0	51.0	48.5	42.0	39.0	37.6	40.4	16	15	13	4.9	6.4	3.6
Zr	697.1	939.1	767.0	554.2	768.5	608.4	513.9	660.5	505.1	1128	923	813	205.0	113.6	131.3
Nb	45.6	38.1	24.3	26.1	24.9	25.1	21.2	24.2	20.9	23.8	10.1	11.2	4	3.6	2.9
Cs	0.2	0.5	0.5	0.2	0.2	0.1	0.4	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4
Ba	1337	1340	949	1304	1515	1209	1063	4407	2322	1723	1191	1442	1956	897	622
Hf	16.1	21.9	19.3	13.8	17.5	14.5	12.7	12.5	12.3	23.7	19.7	17.6	5.0	3.6	4.2
Ta	2.2	1.7	0.9	0.9	1	0.9	1	1.3	1	1	0.4	0.6	0.1	0.2	0.2
Pb															
Th	8.9	14.7	25.1	15.1	15.1	14.9	19	7.3	9.2	3.3	2.6	2.7	24.2	6.2	45.4
U	2.1	2.4	2.1	0.7	1	0.8	1.6	2.2	1	1.1	1.1	1	1.1	0.9	2.2
Rare Earth Elements (ppm)															
La	197.0	202.7	152.3	127.4	141.8	127.5	109.4	171.2	125.9	81.9	77.4	75.9	45.1	28.4	30.0
Ce	448.3	435.8	329.3	280.3	305.0	278.1	246.6	286.0	269.2	153.1	139.1	132.4	74.4	42.2	48.9
Pr	58.58	54.97	38.52	33.76	35.22	32.62	30.82	38.38	33.63	18.59	15.54	14.76	7.62	4.31	5.01
Nd	245.1	216.2	147.0	140.0	142.1	128.5	121.7	150.7	130.1	70.0	59.3	54.0	26.0	15.0	15.6
Sm	40.63	35.75	22.79	23.49	22.93	20.01	19.55	23.16	21.94	10.21	8.41	7.89	3.46	2.31	2.14
Eu	5.51	5.43	3.43	4.05	3.96	3.74	3.78	5.42	4.54	2.59	2.91	2.93	1.97	1.19	0.85
Gd	30.73	25.88	15.80	17.36	16.63	14.62	13.46	16.09	15.52	7.08	5.87	5.31	2.24	1.59	1.30
Tb	4.03	3.31	2.12	2.41	2.29	1.09	1.78	1.88	1.90	0.83	0.70	0.64	0.24	0.22	0.13
Dy	17.89	15.08	9.69	11.15	10.21	8.63	8.08	8.14	8.74	3.48	3.05	2.75	1.06	1.08	0.72
Ho	3.22	2.61	1.50	1.83	1.69	1.40	1.28	1.32	1.38	0.60	0.51	0.48	0.17	0.19	0.11
Er	7.54	6.26	3.72	4.38	4.09	3.43	3.16	3.12	3.40	1.45	1.35	1.13	0.40	0.48	0.28
Tm	1.03	0.86	0.50	0.58	0.54	0.47	0.44	0.45	0.50	0.18	0.18	0.16	0.05	0.08	0.05
Yb	5.86	4.77	2.74	3.24	3.08	2.78	2.51	2.71	2.92	1.06	1.13	1.02	0.39	0.40	0.26
Lu	0.72	0.63	0.40	0.43	0.43	0.38	0.34	0.35	0.41	0.13	0.16	0.14	0.05	0.07	0.05

Données majeurs et traces sur roches totales (1)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Bulai												Duiwelskloof		
Sample	BUL-1B	BUL-4	BUL-10	BUL-15	BUL-16	BUL-20	BUL-21	BUL-22	BUL-23	BUL-27	BUL-28	BUL-29	DWK-01	DWK-02	DWK-05
Facies	Granodiorite												Granite		
Major elements (wt.%)															
SiO ₂	62.75	60.52	61.77	61.98	67.07	66.74	63.52	67.29	65.3	63.29	65.23	66.26	70.34	73.63	72.54
TiO ₂	0.95	1.2	1.11	1.09	0.68	0.73	0.91	0.64	0.76	1.01	0.83	0.78	0.36	0.12	0.26
Al ₂ O ₃	16.3	16.08	16.28	16.05	15.21	14.94	15.78	15.56	16.11	15.41	15.64	15.19	14.81	14.70	14.49
Fe ₂ O ₃	5.23	6.47	6.14	6.25	4	4.15	5.48	3.83	4.28	5.72	4.87	4.7	1.90	0.93	1.34
MnO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02
MgO	1.46	1.94	1.79	1.79	1.51	1.5	1.7	1.09	1.39	1.71	1.42	1.38	0.57	0.22	0.35
CaO	3.97	4.64	4.36	4.13	3.19	3.62	3.84	2.6	3.39	3.82	3.55	3.57	1.67	1.27	1.34
Na ₂ O	3.26	3.33	3.5	3.43	3.13	3.15	3.45	2.96	3.32	3.17	3.38	3.42	4.39	5.24	4.33
K ₂ O	4.44	3.89	3.44	3.85	4.02	3.98	3.93	4.87	4.58	4.33	3.99	3.56	4.33	3.29	3.66
P ₂ O ₅	0.57	0.72	0.54	0.53	0.28	0.27	0.44	0.29	0.29	0.46	0.35	0.31	0.12	0.05	0.07
LOI	0.5	0.6	0.5	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.2	0.6	0.4	0.5	0.75	0.51	0.69
Sum	98.96	97.8	98.88	98.94	99.32	99.21	99.06	99.38	99.24	99.01	99.23	99.25	99.38	100.05	99.59
Trace elements (ppm)															
Sc	8	10	8	9	4	6	7	3	6	8	7	8	4	2	
V	64	84	79	75	54	58	75	50	56	74	59	62	22	3	
Cr	13.7		20.5	13.7	27.4	20.5	20.5	20.5	27.4	27.4	20.5	27.4	22.6	7.6	
Co	12.0	14.4	13.0	13.8	11.4	10.8	12.7	8.2	10.2	13.0	10.4	11.1	3.4	1.0	
Ni	14.3	16.4	15.1	16.6	18.4	17.1	18.9	12.9	14.3	18.7	13.8	14.4	11.6	1.2	
Ga	23.7	24.6	24.6	23.8	21.0	20.4	23.5	20.6	21.8	22.3	23.0	22.7	20.5	17.9	
Rb	101.6	97.9	100.7	92.9	97.2	91.3	100.5	101.4	102.4	94.7	106	104.2	126.8	88.0	
Sr	740.7	709.8	621.0	589.3	372.4	462.9	498.4	382.3	459.5	506.1	371.2	340.2	242.3	278.2	
Y	31.8	38.8	25.2	33.4	10.8	29.5	25.6	11.0	16.2	32.8	23.9	26.5	9.9	4.1	
Zr	437.4	582.4	670.4	505.0	233.2	299.8	403.4	325.2	413.0	420.2	416.7	374.4	331.3	116.9	
Nb	14.2	16.8	15.6	16.6	9.1	14.2	13.9	6.8	10.6	16.8	15	16.3	6.2	4.2	
Cs	0.4	0.5	0.7	0.7	0.4	0.3	0.6	0.4	0.6	0.3	0.7	0.8	1.6	1.4	
Ba	2577	2076	1631	1554	1277	1208	1399	1409	1441	1580	1150	1006	1031	602	
Hf	10.2	13.5	15.8	12.9	6.5	8.1	10.4	8.7	10.3	11.1	10.9	10.3	9.44	3.66	
Ta	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	1.1	0.6	0.2	0.5	0.8	0.6	0.6	0.1	0.2	
Pb													24.8	33.9	
Th	5.1	28.5	18.7	24.9	23.4	25.7	21.1	11.4	21	33.5	20.5	39.4	21.3	11.5	
U	1.2	1.8	1.9	2.1	1.3	1.5	2.3	1.4	1.7	1.4	2.8	3	1.3	1.1	
Rare Earth Elements (ppm)															
La	84.3	154.7	119.1	135.4	59.7	76.7	101.0	78.2	94.3	129.4	80.0	125.3	80.8	17.5	
Ce	175.9	301.3	233.4	250.8	114.7	169.8	201.2	145.1	180.9	255.2	156.5	236.5	154.0	31.1	
Pr	21.63	35.55	27.41	30.66	13.37	21.06	23.54	16.12	19.96	29.31	18.42	26.06	16.77	3.28	
Nd	86.8	136.4	105.3	111.4	49.1	77.7	86.0	55.1	68.5	106.9	68.0	90.6	56.0	11.6	
Sm	14.71	20.62	15.11	17.43	7.56	13.47	13.74	7.58	9.87	16.66	11.45	13.64	8.14	2.21	
Eu	3.35	3.67	3.05	3.37	1.90	2.42	2.81	2.07	2.30	3.03	2.19	2.11	1.04	0.56	
Gd	11.08	14.91	10.46	12.30	5.13	9.25	9.53	4.98	6.49	11.58	8.11	9.57	5.04	1.57	
Tb	1.52	1.89	1.28	1.53	0.58	1.25	1.17	0.56	0.78	1.49	1.08	1.23	0.60	0.19	
Dy	6.79	8.42	5.50	6.94	2.39	5.98	5.48	2.35	3.53	6.86	4.94	5.37	2.35	0.90	
Ho	1.25	1.45	0.92	1.14	0.37	1.02	0.88	0.37	0.58	1.14	0.84	0.91	0.40	0.15	
Er	2.85	3.44	2.29	2.73	0.87	2.58	2.15	0.90	1.42	2.79	2.11	2.29	1.05	0.36	
Tm	0.39	0.47	0.32	0.41	0.12	0.38	0.32	0.12	0.19	0.40	0.31	0.31	0.12	0.05	
Yb	2.08	2.59	1.88	2.23	0.67	2.10	1.79	0.72	1.09	2.29	1.66	1.73	0.84	0.29	
Lu	0.27	0.34	0.26	0.31	0.09	0.28	0.26	0.11	0.16	0.32	0.23	0.23	0.13	0.05	

Données majeurs et traces sur roches totales (2)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Duiwelskloof				GG ^a		GLG ^b	HRG ^c				Mashashane		
Sample	DWK-06	DWK-07	DWK-03	DWK-04	LET-G2	LET-G3	MAK-G2	HRG-3	HRG-1	HRG-2	HRG-4	MAS-01	MAS-02	MAS-05
Facies	Granite				TTG			Amph ^d	TTG	Granite		Granite		
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	73.37	71.73	71.51	70.73	70.86	69.78	71.67	49.90	71.95	74.52	72.77	75.55	72.42	76.54
TiO ₂	0.15	0.34	0.24	0.23	0.25	0.38	0.21	1.12	0.25	0.12	0.22	0.34	0.77	0.24
Al ₂ O ₃	13.67	14.54	14.93	15.73	15.54	16.12	15.55	14.04	15.38	13.45	13.91	12.43	12.60	12.10
Fe ₂ O ₃	1.03	1.66	2.31	1.48	1.88	2.34	1.68	12.34	1.39	1.18	1.17	1.93	4.34	1.31
MnO	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.15	0.02	0.01	0.02	0.03	0.06	0.02
MgO	0.29	0.46	0.76	0.54	0.78	0.91	0.46	6.12	0.60	0.17	0.29	0.30	0.95	0.15
CaO	1.13	1.69	2.63	2.39	2.06	3.23	2.07	12.63	2.95	0.82	0.87	1.10	2.16	0.89
Na ₂ O	4.78	4.01	4.72	6.30	5.00	5.23	6.18	2.11	5.40	3.90	3.95	3.58	3.52	3.45
K ₂ O	3.26	4.43	1.54	1.10	3.35	1.66	1.45	0.87	0.99	4.93	5.51	4.18	2.95	4.20
P ₂ O ₅	0.05	0.10	0.10	0.10	0.15	0.15	0.09	0.14	0.12	0.04	0.08	0.09	0.27	0.04
LOI	1.20	0.89	0.62	0.32	0.56	0.46	0.22	0.67	0.77	0.43	0.51	0.42	0.43	0.39
Sum	99.04	100.10	99.48	99.03	100.61	100.29	99.69	100.15	99.89	99.69	99.43	100.02	100.55	99.39
Trace elements (ppm)														
Sc	2		3	3	3	3	2	39	1	2		5	10	3
V	7		14	16	15	20	16	247	15	7		18	62	7
Cr	12.1		21.9	17.2	6.8	14.1	10.6	166.0	5.1	5.9		4.7	19.5	6.2
Co	1.2		4.2	3.0	2.8	4.9	3.0	46.8	3.1	1.1		2.6	8.8	1.2
Ni	4.9		6.0	5.8	4.7	6.9	4.4	141.4	4.6	1.8		2.5	9.7	1.0
Ga	18.2		16.0	22.0	17.4	21.7	21.6	14.7	16.5	17.6		18.5	22.6	19.7
Rb	132.9		61.9	71.1	72.8	97.2	48.2	40.3	58.1	157.4		171.0	162.8	202.4
Sr	281.0		367.3	637.6	656.8	853.3	557.7	184.4	557.9	226.3		136.6	254.2	115.3
Y	13.7		8.3	5.0	6.7	8.1	4.5	25.6	2.5	35.9		71.4	43.1	39.4
Zr	119.2		164.4	96.6	194.2	246.6	87.0	45.8	140.0	106.0		216.5	330.1	237.8
Nb	6.8		6.0	4.5	3.1	5.2	6.5	2.9	1.2	4.2		19.1	18.2	16.6
Cs	4.8		3.4	10.7	1.9	4.0	4.3	1.3	5.9	15.6		5.7	5.4	2.5
Ba	674		379	236	1299	554	289	313	304	1214		629	858	593
Hf	3.53		4.44	2.79	5.07	6.12	2.51	1.18	3.49	3.56		7.23	8.66	7.52
Ta	0.5		0.4	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.2		1.5	1.1	1.2
Pb	21.0		7.6	15.2	18.6	12.3	18.0	4.7	8.3	25.8		22.2	20.7	23.3
Th	4.7		1.5	2.9	5.5	4.1	2.9	0.3	2.1	13.2		10.1	7.3	10.6
U	1.5		0.8	1.2	0.4	1.1	1.4	0.3	0.3	1.7		2.9	2.0	2.2
Rare Earth Elements (ppm)														
La	23.1		11.2	16.7	34.2	32.2	20.7	7.3	12.2	33.3		64.9	61.2	66.1
Ce	41.8		21.1	32.8	61.4	62.2	38.2	13.6	28.7	69.1		132.4	129.2	138.1
Pr	4.50		2.30	3.74	6.53	5.12	4.11	2.25	3.12	7.69		15.65	15.14	15.42
Nd	15.7		8.5	14.0	22.4	24.6	14.6	10.2	11.3	28.2		57.7	57.0	52.4
Sm	2.78		1.76	2.46	3.44	3.70	2.20	2.91	1.79	6.06		10.86	10.51	8.89
Eu	0.67		0.55	0.67	0.99	1.20	0.65	0.96	0.66	0.99		1.28	1.83	0.96
Gd	2.35		1.54	1.74	2.37	2.95	1.49	3.68	1.13	6.00		10.96	9.02	7.34
Tb	0.36		0.24	0.23	0.31	0.34	0.18	0.62	0.14	0.98		1.75	1.35	1.15
Dy	2.06		1.44	1.01	1.42	0.96	0.87	4.43	0.54	5.95		11.82	7.66	6.76
Ho	0.43		0.29	0.17	0.26	0.23	0.16	0.98	0.09	1.18		2.64	1.52	1.36
Er	1.34		0.84	0.47	0.68	0.56	0.42	2.82	0.23	3.47		8.03	4.47	4.16
Tm	0.21		0.14	0.06	0.08	0.07	0.06	0.44	0.03	0.50		1.27	0.64	0.61
Yb	1.49		1.00	0.35	0.54	0.51	0.37	2.96	0.17	3.14		8.64	4.21	3.96
Lu	0.22		0.17	0.05	0.08	0.07	0.06	0.47	0.03	0.46		1.31	0.63	0.58

^aGG = Goudplaats Gneiss^bGLG = Groot Letaba Gneiss^cHRG = Hout River Gneiss^dAmph = amphibolite

Données majeurs et traces sur roches totales (3)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Mashashane													
Sample	MAS-06a	MAS-07	MAS-08	MAS-09	MAS-12	MAS-13a	MAS-14a	MAS-15	MAS-16	MAS-17	MAS-18	MAS-19	MAS-22	MAS-23
Facies	Granite													
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	76.27	74.39	74.08	73.17	73.69	72.28	70.36	76.33	70.47	72.72	73.40	72.07	72.75	73.32
TiO ₂	0.31	0.36	0.31	0.52	0.37	0.69	0.72	0.26	0.72	0.44	0.39	0.57	0.43	0.26
Al ₂ O ₃	12.00	12.34	12.44	13.03	12.92	12.51	13.10	11.78	13.16	13.05	12.81	12.95	12.91	13.41
Fe ₂ O ₃	1.59	1.92	1.80	2.81	2.15	3.72	4.08	1.41	3.82	2.24	2.26	3.19	2.39	1.48
MnO	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
MgO	0.38	0.29	0.31	0.60	0.31	0.70	0.89	0.27	0.80	0.40	0.34	0.74	0.46	0.43
CaO	0.56	1.06	1.18	1.47	0.99	1.88	2.05	0.91	2.06	1.09	1.08	1.67	1.49	0.96
Na ₂ O	3.78	3.79	4.68	3.59	3.68	3.52	3.81	3.41	4.44	3.84	3.90	3.92	3.86	4.02
K ₂ O	4.18	4.57	4.60	3.81	4.96	3.42	3.60	4.36	3.24	5.00	4.88	3.89	4.31	4.70
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.07	0.18	0.08	0.24	0.24	0.07	0.26	0.08	0.10	0.19	0.12	0.09
LOI	0.60	0.55	0.47	0.50	0.62	0.40	0.54	0.47	0.51	0.60	0.42	0.50	0.44	0.56
Sum	99.83	99.43	100.03	99.81	99.84	99.51	99.54	99.34	99.63	99.57	99.65	99.81	99.26	99.32
Trace elements (ppm)														
Sc		4.5		6.9		9.7			8.2			7.6	5.8	
V		17		35		57			47			40	22	
Cr		4.5		12.9		10.7			12.1			17.2	6.7	
Co		2.6		5.2		7.0			6.6			5.3	3.5	
Ni		2.5		7.1		8.0			8.3			9.4	3.1	
Ga		19.9		21.3		22.5			19.3			20.8	20.9	
Rb		195.7		190.3		144.0			104.0			156.2	158.9	
Sr		136.0		216.9		252.9			243.3			203.4	171.2	
Y		42.6		35.2		46.5			32.3			41.5	47.5	
Zr		267.8		278.7		460.4			301.9			386.9	303.5	
Nb		17.1		16.3		21.6			13.2			19.1	19.3	
Cs		6.2		4.1		4.8			6.6			8.2	5.6	
Ba		619		862		925			790			782	642	
Hf		7.89		6.98		11.68			8.01			10.69	8.79	
Ta		1.0		0.9		1.2			0.6			1.1	1.2	
Pb		23.1		16.7		21.5			19.6			22.3	23.0	
Th		9.7		5.9		9.8			14.9			9.1	10.0	
U		2.6		1.3		1.9			2.6			2.1	2.3	
Rare Earth Elements (ppm)														
La		54.0		38.5		72.5			45.5			64.9	76.2	
Ce		115.5		85.8		147.8			98.5			128.9	151.3	
Pr		12.97		9.99		17.33			11.42			15.08	17.24	
Nd		46.1		38.3		64.2			43.3			55.3	60.4	
Sm		8.59		7.42		11.19			8.14			9.95	10.38	
Eu		1.14		1.41		2.06			1.58			1.64	1.33	
Gd		7.47		6.79		9.66			6.91			8.63	8.71	
Tb		1.20		1.04		1.45			1.04			1.32	1.34	
Dy		7.15		6.01		8.27			5.83			7.33	7.69	
Ho		1.50		1.21		1.66			1.17			1.46	1.60	
Er		4.63		3.57		4.91			3.40			4.35	4.76	
Tm		0.69		0.51		0.71			0.48			0.60	0.67	
Yb		4.79		3.31		4.61			3.22			4.12	4.62	
Lu		0.69		0.49		0.71			0.46			0.59	0.68	

Données majeurs et traces sur roche totale (4)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Mashashane				Matlala										
Sample	MAS-24	MAS-25	MAS-10	MAS-14b	MTL-01e	MTL-01f	MTL-05	MTL-07a	MTL-08	MTL-18d	MTL-35	MTL-35b	MTL-45	MTL-01a	
Facies	Granite		Granodiorite		Enclave										Granite
Major elements (wt.%)															
SiO ₂	76.04	75.07	67.34	63.59	68.80	64.60	66.47	59.36	66.98	57.62	62.75	58.41	62.83	72.48	
TiO ₂	0.21	0.35	0.93	1.72	0.80	1.19	1.00	1.30	1.06	1.35	0.97	1.26	1.02	0.43	
Al ₂ O ₃	12.16	12.32	13.82	13.25	13.60	13.22	13.39	14.98	13.87	15.31	13.96	14.43	14.58	13.05	
Fe ₂ O ₃	1.17	1.90	5.03	7.31	3.90	6.61	5.58	7.68	5.37	8.55	6.35	7.95	6.15	2.19	
MnO	0.02	0.03	0.07	0.09	0.05	0.10	0.09	0.13	0.07	0.14	0.08	0.13	0.10	0.03	
MgO	0.23	0.39	1.03	2.20	0.91	1.63	1.87	3.43	1.63	3.78	3.21	4.47	2.73	0.49	
CaO	0.50	1.20	2.83	2.41	2.22	2.99	3.07	5.36	2.87	5.92	4.29	5.53	4.14	1.26	
Na ₂ O	3.47	3.75	4.38	3.24	4.20	4.10	4.16	3.06	4.04	2.86	3.74	4.29	3.48	3.83	
K ₂ O	5.31	4.25	3.01	4.12	4.18	4.04	2.74	3.10	2.87	3.04	2.89	2.26	3.18	4.87	
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.30	0.52	0.29	0.51	0.47	0.66	0.46	0.72	0.44	0.62	0.47	0.13	
LOI	0.51	0.36	0.37	0.83	0.46	0.36	0.62	0.73	0.54	0.39	0.84	0.62	0.73	0.59	
Sum	99.72	99.78	99.22	99.36	99.51	99.45	99.52	99.89	99.87	99.81	99.86	100.08	99.40	99.43	
Trace elements (ppm)															
Sc	2.6		10.3	20.0	8.9	17.1	12.3	17.2		19.7	15.5	16.8		4.2	
V	7		65	74	60	84	90	130		157	112	137		26	
Cr	6.5		13.8	19.7	14.4	33.6	50.8	66.4		76.0	156.7	182.3		11.8	
Co	1.1		8.5	12.2	6.9	10.7	12.7	19.9		24.8	20.9	24.3		3.5	
Ni	3.2		7.5	14.8	7.4	16.4	28.3	43.3		53.1	70.0	86.7		4.5	
Ga	19.5		21.1	31.6	23.5	24.8	22.2	22.0		23.5	23.2	21.4		20.7	
Rb	259.5		86.3	205.5	193.7	182.1	218.9	254.2		303.8	169.6	145.3		223.2	
Sr	62.2		310.8	223.4	232.7	272.1	256.3	521.3		538.5	629.1	597.0		171.0	
Y	40.9		40.3	101.2	47.9	70.1	43.1	44.6		46.5	41.9	39.8		43.0	
Zr	193.7		283.4	1099.1	421.7	607.1	351.3	243.2		190.5	328.8	333.7		217.2	
Nb	15.7		19.2	50.8	20.9	30.6	20.3	17.3		16.0	16.5	14.9		18.5	
Cs	4.0		2.4	6.3	8.5	12.7	5.8	8.8		10.4	5.0	5.8		8.9	
Ba	382		1022	716	708	860	555	733		638	1044	506		770	
Hf	7.00		7.28	28.92	10.85	14.73	9.33	5.94		4.82	7.89	8.27		6.75	
Ta	1.7		1.0	2.0	1.0	1.5	1.2	0.8		0.7	0.9	0.5		1.7	
Pb	29.6		17.3	10.7	21.0	18.1	19.4	16.5		15.1	14.8	13.4		28.8	
Th	11.3		4.8	15.9	7.9	5.3	9.1	4.3		3.9	4.8	3.6		13.0	
U	3.9		1.1	3.1	2.1	1.7	3.5	2.0		1.9	1.3	0.8		3.4	
Rare Earth Elements (ppm)															
La	50.9		50.0	126.7	82.8	79.7	69.5	84.3		79.5	61.7	60.4		64.7	
Ce	109.3		106.8	291.8	167.0	175.2	147.1	166.5		159.5	132.6	129.0		131.4	
Pr	11.33		13.28	34.79	19.29	22.96	17.10	22.21		19.75	16.00	16.32		14.95	
Nd	38.1		52.3	126.5	69.5	90.6	63.0	80.2		76.0	61.7	64.4		52.7	
Sm	6.86		10.02	24.21	11.85	17.47	10.91	13.59		12.86	10.94	11.31		9.48	
Eu	0.60		2.27	2.00	1.77	2.75	1.72	2.78		2.61	2.24	1.91		1.19	
Gd	6.08		8.96	21.01	9.97	15.29	9.20	11.23		10.98	9.23	9.68		8.15	
Tb	1.04		1.34	3.29	1.51	2.30	1.39	1.77		1.56	1.35	1.37		1.31	
Dy	6.39		7.69	18.61	8.39	12.91	7.75	8.94		8.66	7.56	7.41		7.85	
Ho	1.38		1.52	3.82	1.70	2.55	1.55	1.74		1.69	1.49	1.49		1.57	
Er	4.44		4.37	11.17	5.04	7.33	4.58	4.95		4.84	4.30	4.23		4.80	
Tm	0.69		0.61	1.56	0.70	1.00	0.65	0.71		0.67	0.61	0.55		0.72	
Yb	4.95		3.93	10.42	4.77	6.69	4.44	4.34		4.22	3.93	3.63		4.67	
Lu	0.69		0.58	1.50	0.69	0.95	0.67	0.69		0.62	0.58	0.55		0.66	

Données majeurs et traces sur roche totale (5)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matlala													
Sample	MTL-01c	MTL-02	MTL-04	MTL-06	MTL-07b	MTL-10	MTL-11	MTL-12	MTL-13	MTL-14	MTL-16	MTL-18a	MTL-18b	MTL-18c
Facies	Granite													
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	69.42	69.62	71.17	75.50	68.98	72.02	71.03	71.13	70.87	70.87	71.89	71.66	69.07	69.26
TiO ₂	0.79	0.76	0.63	0.19	0.74	0.35	0.48	0.52	0.55	0.51	0.39	0.41	0.80	0.81
Al ₂ O ₃	13.59	13.45	13.21	13.19	13.51	14.31	13.62	13.77	13.43	13.03	13.54	14.09	13.57	13.38
Fe ₂ O ₃	3.86	3.73	3.09	1.15	3.90	2.08	2.73	2.90	2.97	3.06	2.15	2.48	4.66	4.79
MnO	0.05	0.05	0.04	0.02	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05
MgO	0.86	0.86	0.69	0.22	1.03	0.66	0.82	0.79	0.74	0.75	0.54	0.60	0.77	0.75
CaO	2.21	2.06	1.78	0.66	2.37	1.54	1.49	1.56	1.68	1.43	1.28	1.57	1.71	1.73
Na ₂ O	4.08	3.89	3.99	3.59	3.97	4.32	4.04	4.21	3.84	4.17	3.91	3.88	4.15	3.90
K ₂ O	3.79	4.28	4.23	4.61	3.88	4.11	4.53	3.58	4.40	4.77	4.88	4.10	4.47	4.24
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.21	0.08	0.30	0.12	0.12	0.13	0.15	0.14	0.11	0.16	0.23	0.23
LOI	0.44	0.36	0.53	0.46	0.42	0.54	0.51	0.61	0.71	0.58	0.41	0.56	0.36	0.49
Sum	99.45	99.43	99.67	99.71	99.26	100.16	99.50	99.32	99.48	99.48	99.18	99.65	99.97	99.74
Trace elements (ppm)														
Sc				3.4	9.4					6.3				
V				10	55					36				
Cr				8.2	13.8					21.9				
Co				1.3	7.0					4.9				
Ni				1.7	11.7					12.0				
Ga				20.4	15.2					25.4				
Rb				338.7	149.4					187.4				
Sr				73.5	263.5					198.6				
Y				34.0	47.9					58.6				
Zr				146.0	336.1					434.1				
Nb				16.0	19.5					27.4				
Cs				9.6	9.3					6.6				
Ba				386	792					1100				
Hf				4.99	9.67					11.25				
Ta				1.4	1.2					1.6				
Pb				24.3	22.9					31.1				
Th				13.4	9.2					12.7				
U				4.5	2.5					1.8				
Rare Earth Elements (ppm)														
La				51.5	72.8					114.9				
Ce				94.0	139.2					226.1				
Pr				11.10	16.59					27.95				
Nd				38.1	60.9					94.7				
Sm				6.84	10.50					15.28				
Eu				0.51	1.65					2.07				
Gd				6.08	8.97					12.00				
Tb				0.93	1.32					1.80				
Dy				5.35	7.81					10.03				
Ho				1.09	1.61					2.02				
Er				3.33	4.59					6.11				
Tm				0.48	0.69					0.86				
Yb				3.24	4.72					5.85				
Lu				0.48	0.71					0.86				

Données majeurs et traces sur roche totale (6)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matlala													
Sample	MTL-19b	MTL-20	MTL-22	MTL-23	MTL-24a	MTL-24b	MTL-25	MTL-26	MTL-28a	MTL-29	MTL-31	MTL-32	MTL-33	MTL-37a
Facies	Granite													
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	72.78	74.38	69.73	73.98	69.12	74.01	71.34	70.91	71.28	73.65	73.07	74.04	73.77	73.54
TiO ₂	0.28	0.22	0.76	0.22	0.78	0.26	0.53	0.64	0.65	0.37	0.28	0.28	0.27	0.18
Al ₂ O ₃	13.60	13.08	13.47	12.98	13.32	13.08	13.31	13.45	13.47	12.79	13.38	13.10	13.26	13.91
Fe ₂ O ₃	1.85	1.43	4.28	1.39	3.88	1.54	2.74	3.28	3.28	2.17	1.65	1.66	1.63	1.03
MnO	0.02	0.03	0.06	0.03	0.06	0.03	0.04	0.05	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
MgO	0.32	0.31	0.69	0.24	1.35	0.31	0.66	0.83	0.85	0.40	0.36	0.43	0.49	0.26
CaO	0.86	0.78	1.93	0.73	2.30	0.88	1.52	1.69	1.95	1.04	1.13	0.78	1.06	0.72
Na ₂ O	4.01	3.81	3.95	4.07	3.69	3.59	4.09	4.04	3.99	3.23	3.76	3.56	3.88	4.02
K ₂ O	5.20	5.04	3.46	5.14	3.98	5.49	4.57	4.18	3.05	5.04	5.14	5.07	4.88	5.58
P ₂ O ₅	0.07	0.10	0.21	0.07	0.27	0.10	0.17	0.23	0.21	0.10	0.09	0.09	0.12	0.05
LOI	0.39	0.44	0.55	0.37	0.43	0.41	0.72	0.51	0.45	0.59	0.50	0.60	0.46	0.36
Sum	99.53	99.67	99.28	99.24	99.29	99.73	99.79	99.90	99.36	99.48	99.44	99.71	99.92	99.77
Trace elements (ppm)														
Sc			10.3	2.8	9.7				12.0	5.1	4.3			
V			37	12	61				48	23	22			
Cr			20.2	9.1	49.7				15.6	11.0	8.0			
Co			5.7	1.6	8.7				5.7	3.0	2.9			
Ni			7.8	2.4	25.0				7.6	4.0	4.1			
Ga			27.7	21.6	23.0				24.6	19.8	21.0			
Rb			118.8	330.0	200.5				195.4	253.5	254.5			
Sr			252.5	86.2	281.1				262.1	163.9	144.2			
Y			70.2	46.7	65.9				39.0	47.7	41.3			
Zr			799.0	177.5	443.3				305.3	244.8	261.5			
Nb			35.4	14.5	24.0				20.8	20.2	19.6			
Cs			3.6	6.2	14.6				9.5	8.3	9.0			
Ba			1597	349	899				1087	650	504			
Hf			19.64	6.05	11.75				8.53	7.64	8.21			
Ta			1.8	1.6	1.4				1.3	1.9	1.8			
Pb			33.5	34.1	23.8				24.3	20.2	21.9			
Th			8.5	23.5	11.1				14.9	15.9	15.5			
U			1.5	4.3	3.0				3.1	3.7	5.2			
Rare Earth Elements (ppm)														
La			156.5	49.0	118.5				110.6	77.9	76.6			
Ce			313.0	104.1	195.4				209.5	148.0	139.0			
Pr			36.45	11.45	26.63				22.10	16.35	16.03			
Nd			128.8	38.7	95.0				73.3	55.5	52.8			
Sm			19.98	6.99	15.84				11.22	9.38	8.77			
Eu			3.16	0.67	2.38				1.80	1.01	0.92			
Gd			16.09	6.28	13.69				9.01	7.88	7.31			
Tb			2.39	1.06	2.01				1.32	1.22	1.18			
Dy			12.94	6.77	11.08				7.27	7.59	6.94			
Ho			2.54	1.47	2.22				1.42	1.61	1.43			
Er			7.35	4.84	6.42				4.21	4.78	4.49			
Tm			1.01	0.79	0.89				0.62	0.76	0.68			
Yb			6.82	5.32	6.08				4.16	5.24	4.86			
Lu			0.99	0.74	0.87				0.65	0.77	0.73			

Données majeurs et traces sur roche totale (7)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matlala										Matok			
Sample	MTL-38	MTL-39	MTL-41	MTL-42	MTL-19a	MTL-21a	MTL-21b	MTL-27	MTL-43	MTL-44	MAT-16	MAT-17	MAT-18	MAT-19
Facies	Granite				Granodiorite						Diorite			
Major Elements (wt.%)														
SiO ₂	70.67	69.69	71.86	72.89	68.25	64.70	65.28	67.94	64.71	66.72	56.38	53.71	57.25	58.87
TiO ₂	0.65	0.71	0.14	0.14	0.74	1.13	1.09	0.63	1.32	0.90	1.81	1.94	1.82	1.90
Al ₂ O ₃	13.21	14.24	13.68	13.87	14.13	13.89	14.06	13.38	13.59	13.68	13.98	14.91	14.70	14.09
Fe ₂ O ₃	3.36	3.30	1.20	1.22	4.12	6.15	5.76	3.39	6.10	5.06	10.16	9.00	8.94	8.95
MnO	0.04	0.04	0.02	0.02	0.06	0.08	0.09	0.04	0.09	0.07	0.15	0.14	0.14	0.12
MgO	0.84	1.13	0.30	0.31	1.19	1.95	1.85	0.88	1.78	1.46	4.06	4.61	3.29	2.44
CaO	1.80	1.84	0.73	0.75	2.40	3.93	3.76	2.47	3.89	2.92	6.06	6.96	5.87	5.36
Na ₂ O	3.00	4.26	3.84	3.84	4.61	3.99	3.98	4.01	4.09	4.55	3.84	3.42	3.81	3.79
K ₂ O	5.28	4.21	7.00	5.25	3.01	2.82	2.95	4.14	2.91	3.00	1.05	1.91	1.88	1.48
P ₂ O ₅	0.23	0.22	0.11	0.11	0.27	0.49	0.44	0.25	0.53	0.34	0.88	0.91	0.80	0.77
LOI	0.34	0.61	0.55	0.51	0.46	0.41	0.42	0.49	0.68	0.57	1.10	2.10	1.10	1.70
Sum	99.54	100.35	99.54	99.03	99.34	99.70	99.53	99.72	99.81	99.77	99.47	99.61	99.6	99.47
Trace elements (ppm)														
Sc	7.8	7.3	2.9		9.9		13.9	7.5	13.5	11.8	21.0	18.0	18.0	19.0
V	48	53	7		72		114	49	110	83	177	170	151	156
Cr	22.6	30.8	7.0		29.5		31.8	14.0	25.1	22.1	171.1		116.3	
Co	5.7	5.9	1.3		9.4		16.0	5.9	14.7	12.0	29.1		22.1	
Ni	8.9	12.0	1.2		14.5		22.2	8.6	18.0	15.5	95.5		121.3	
Ga	20.2	22.5	18.5		21.9		24.2	21.2	24.2	25.0	18.3	17.5	18.7	19.5
Rb	154.4	172.1	206.9		143.8		137.7	182.6	115.1	134.0	20.2	66.0	56.2	26.1
Sr	226.5	244.3	213.5		330.8		495.5	249.7	422.2	366.3	866.4	751.8	686.5	739.9
Y	53.1	53.5	10.7		48.3		52.6	43.6	47.1	51.0	54.4	38.5	51.0	61.9
Zr	342.3	415.2	177.4		377.0		255.7	377.0	158.2	303.2	400.3	222.9	406.2	737.5
Nb	21.2	18.4	4.6		19.5		21.3	20.4	21.0	22.9	20.2	17.6	21.4	28.9
Cs	1.3	1.8	5.5		6.2		4.6	11.5	3.9	3.9	1.7	1.5	1.4	0.4
Ba	912	875	1069		841		990	981	944	889	1045	635	1048	1116
Hf	9.24	10.92	5.21		10.12		6.47	10.34	4.85	6.87	9.60	5.20	10.30	18.00
Ta	1.5	1.0	0.1		1.2		1.3	1.4	1.1	1.4	0.9	0.9	1.0	1.1
Pb	17.7	19.7	39.8		19.7		22.0	24.6	19.7	24.2				
Th	10.0	11.6	23.9		9.7		6.4	7.9	6.7	7.7	1.0	1.3	1.5	2.5
U	0.7	0.8	1.8		3.0		1.9	2.5	1.8	2.0	0.3	0.3	0.4	0.6
Rare Earth Elements (ppm)														
La	81.0	73.2	57.2		92.5		84.9	68.3	79.9	87.4	78.6	50.3	70.4	97.7
Ce	161.6	155.1	102.6		167.7		174.6	139.7	165.1	177.2	177.8	117.3	159.8	225.5
Pr	18.99	18.69	10.64		19.44		21.01	16.77	19.75	19.98	23.97	14.67	20.63	28.77
Nd	69.0	69.9	35.0		69.9		78.4	61.8	74.8	80.1	100.9	60.4	83.5	114.2
Sm	12.63	13.33	5.75		11.68		13.23	10.82	13.20	13.87	16.61	10.61	13.89	18.60
Eu	1.59	1.57	0.74		2.28		2.56	1.75	2.67	2.27	4.13	2.48	3.31	3.70
Gd	11.03	11.53	3.82		10.28		11.21	9.28	11.37	11.98	13.36	9.72	11.90	15.33
Tb	1.71	1.76	0.49		1.52		1.64	1.42	1.67	1.77	1.99	1.45	1.86	2.34
Dy	9.75	10.11	2.17		8.43		9.13	7.93	9.42	9.77	10.29	8.22	9.73	12.25
Ho	1.92	1.97	0.39		1.70		1.82	1.58	1.83	1.92	1.93	1.48	1.89	2.28
Er	5.53	5.63	1.04		4.92		5.32	4.57	5.21	5.55	5.25	3.91	5.02	6.09
Tm	0.75	0.78	0.12		0.67		0.76	0.64	0.72	0.76	0.78	0.58	0.78	0.92
Yb	4.84	4.80	0.80		4.59		5.00	4.40	4.55	4.85	4.76	3.66	4.60	5.43
Lu	0.63	0.68	0.13		0.67		0.74	0.61	0.67	0.72	0.68	0.54	0.69	0.79

Données majeurs et traces sur roches totales (8)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matok													
Sample	MAT-26	MAT-28	MAT-29	MAT-44	MAT-46	MAT-50	MAT-51	MAT-60	MAT-61	MAT-66	MAT-67	MAT-40	MAT-05	MAT-56
Facies	Diorite											Enclave		
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	60.53	57.26	61.06	60.97	61.50	60.23	61.49	59.20	58.32	60.58	56.61	65.40	61.80	63.12
TiO ₂	1.91	1.95	1.50	1.52	2.02	1.47	1.78	1.49	0.90	1.83	2.43	1.26	1.63	1.51
Al ₂ O ₃	13.79	13.63	14.12	14.29	13.28	14.32	13.91	14.50	14.44	13.88	13.53	13.79	14.24	13.92
Fe ₂ O ₃	9.51	10.03	7.40	7.67	8.88	7.78	7.78	8.01	8.89	9.20	10.93	5.90	7.24	7.18
MnO	0.14	0.12	0.10	0.11	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13	0.12	0.16	0.08	0.09	0.10
MgO	2.03	3.49	2.63	2.49	2.09	2.88	2.41	3.19	3.51	1.86	2.82	1.17	2.07	1.99
CaO	5.19	6.27	5.18	5.20	4.70	5.45	4.72	5.92	5.63	4.13	6.15	2.61	4.40	4.43
Na ₂ O	3.87	3.39	3.95	3.95	3.83	3.99	3.63	3.81	3.64	4.07	3.63	3.24	3.80	3.55
K ₂ O	1.42	1.76	1.99	1.95	1.63	2.14	2.61	2.01	2.76	2.26	1.78	4.49	2.38	2.93
P ₂ O ₅	0.73	0.99	0.66	0.62	0.80	0.61	0.80	0.64	0.55	0.61	1.12	0.38	0.80	0.67
LOI	0.40	0.50	1.00	0.90	0.90	0.60	0.40	0.80	0.70	1.00	0.40	1.20	1.10	0.20
Sum	99.52	99.39	99.59	99.67	99.73	99.58	99.65	99.68	99.47	99.54	99.56	99.52	99.55	99.6
Trace elements (ppm)														
Sc	22.0	20.0	16.0	15.0	23.0	16.0	15.0	16.0	18.0	18.0	24.0	11.0	14.0	14.0
V	180	176	137	157	181	159	160	146	156	136	217	96	135	127
Cr														
Co														
Ni														
Ga	18.9	20.7	18.5	18.3	19.6	18.9	18.9	17.9	17.6	19.7	20.1	18.4	18.6	18.1
Rb	14.0	37.7	65.7	68.2	67.5	90.9	67.6	65.2	66.1	48.7	30.0	115.0	61.2	57.4
Sr	563.5	800.4	622.0	606.5	479.1	632.4	748.6	572.1	919.8	679.9	719.1	435.3	513.9	519.7
Y	53.7	54.5	44.3	53.0	67.7	46.8	55.4	44.5	38.1	70.1	74.4	67.2	68.6	65.5
Zr	579.7	399.3	382.7	376.6	474.4	414.5	59.7	383.4	230.4	854.8	554.9	825.5	650.9	497.2
Nb	22.3	24.9	18.5	20.0	37.6	19.1	25.0	18.5	12.6	32.8	28.0	30.0	27.7	27.8
Cs	< d.l.	0.7	0.9	0.9	1.4	1.3	1.3	0.9	0.4	0.2	0.2	1.4	1.4	0.5
Ba	984	1381	1018	931	490	1003	1348	759	1705	1311	1200	1650	978	1243
Hf	13.90	9.10	8.80	9.10	11.50	9.70	2.00	9.30	5.50	18.00	13.50	20.80	15.80	11.90
Ta	1.0	1.2	0.8	1.0	1.7	0.8	1.1	0.8	0.5	1.5	1.4	1.3	1.3	1.3
Pb														
Th	0.5	1.5	1.2	1.4	0.6	1.9	2.6	1.2	2.6	2.6	1.2	7.0	1.6	0.7
U	0.2	0.3	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	0.4	0.8	0.4	0.3
Rare Earth Elements (ppm)														
La	57.3	88.5	62.6	66.1	43.8	66.5	79.9	60.2	72.8	102.6	96.5	92.4	78.1	78.0
Ce	138.2	192.8	135.0	150.3	120.9	147.8	175.6	132.4	169.3	223.4	222.8	249.3	221.4	194.5
Pr	18.66	25.35	17.94	18.95	18.01	18.60	22.26	16.74	22.54	29.15	29.15	26.29	24.39	25.45
Nd	77.4	102.4	70.5	76.9	82.0	75.0	88.4	67.3	91.9	125.2	124.8	104.6	95.7	102.1
Sm	13.53	16.85	12.61	12.92	16.28	12.28	15.01	11.32	13.36	19.72	20.37	17.53	16.84	16.82
Eu	3.29	4.17	2.80	2.91	2.47	2.63	3.18	2.68	3.10	4.38	4.83	2.65	3.28	2.99
Gd	12.49	13.79	10.58	11.10	15.07	10.01	12.32	9.71	9.41	16.05	16.74	14.39	14.33	13.08
Tb	1.95	2.08	1.61	1.74	2.36	1.55	1.90	1.48	1.32	2.41	2.44	2.28	2.25	2.09
Dy	10.26	10.77	8.60	9.49	13.19	8.58	10.41	7.97	6.91	13.27	13.31	12.49	11.89	11.47
Ho	1.93	1.99	1.65	1.83	2.49	1.60	1.93	1.56	1.29	2.55	2.61	2.39	2.36	2.25
Er	5.33	5.50	4.37	5.13	6.63	4.47	5.28	4.45	3.68	7.31	7.10	6.68	6.41	6.38
Tm	0.79	0.86	0.70	0.79	0.96	0.70	0.77	0.67	0.57	1.08	1.07	1.02	0.98	1.00
Yb	4.74	5.00	4.13	4.65	5.34	4.05	4.58	3.94	3.57	6.50	6.29	5.98	5.90	5.86
Lu	0.71	0.74	0.58	0.69	0.78	0.59	0.65	0.59	0.53	0.94	0.95	0.89	0.87	0.86

Données majeurs et traces sur roche totale (9)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matok													
Sample	MAT-06	MAT-20	MAT-23	MAT-24	MAT-32	MAT-41	MAT-63	MAT-65	MAT-01	MAT-10	MAT-11	MAT-12	MAT-13	MAT-14
Facies	Enclave	Granite							Granodiorite					
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	63.01	73.81	74.22	73.73	74.75	74.71	73.64	74.88	69.13	62.60	61.70	65.61	63.40	65.80
TiO ₂	1.41	0.37	0.38	0.47	0.29	0.31	0.37	0.35	0.89	1.35	1.39	0.99	1.06	0.96
Al ₂ O ₃	13.96	12.78	12.93	13.01	12.85	12.93	13.31	12.81	13.31	14.22	14.18	14.20	14.47	14.55
Fe ₂ O ₃	6.93	2.46	2.12	2.23	1.80	1.95	2.07	1.85	4.52	6.54	7.36	5.06	6.02	4.93
MnO	0.09	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.08	0.09	0.07	0.08	0.06
MgO	1.86	0.50	0.45	0.55	0.30	0.35	0.42	0.41	0.87	2.54	2.73	1.92	2.15	1.63
CaO	3.75	1.18	1.09	1.35	0.82	0.99	1.03	1.11	2.46	4.21	4.24	3.52	3.89	3.47
Na ₂ O	3.79	3.47	3.26	3.44	3.63	3.67	3.66	3.37	3.95	4.08	4.07	3.97	3.88	4.26
K ₂ O	2.74	4.49	4.82	4.35	4.88	4.39	4.58	4.46	3.35	2.53	2.67	3.19	3.16	2.94
P ₂ O ₅	0.75	0.13	0.13	0.19	0.10	0.14	0.19	0.12	0.28	0.57	0.62	0.44	0.49	0.39
LOI	1.20	0.50	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.40	0.60	0.90	0.60	0.60	1.00	0.60
Sum	99.49	99.72	99.82	99.75	99.85	99.87	99.8	99.79	99.42	99.62	99.65	99.57	99.6	99.59
Trace elements (ppm)														
Sc	15.0	4.0	2.0	4.0	4.0	3.0	3.0	2.0	9.0	13.0	14.0	10.0	13.0	9.0
V	109	27	24	27	23	27	37	40	52	106	116	79	89	72
Cr														
Co														
Ni														
Ga	18.9	14.9	14.9	15.5	17.0	15.3	17.2	14.7	18.5	18.9	19.8	18.3	18.4	17.2
Rb	80.5	184.1	128.0	155.2	223.0	191.2	176.4	114.5	58.6	85.9	109.6	111.6	123.7	95.5
Sr	450.1	168.9	208.1	237.3	146.3	142.7	173.3	220.6	530.2	560.3	497.7	514.2	488.2	543.7
Y	41.9	22.0	10.6	18.6	40.5	65.1	23.0	11.8	62.5	47.6	50.0	42.6	49.6	38.4
Zr	573.4	208.2	265.6	279.9	230.2	228.8	245.4	293.2	657.1	487.5	453.3	384.7	441.3	340.2
Nb	23.7	11.0	4.7	11.2	14.4	14.0	13.7	9.1	27.1	20.0	18.9	17.2	22.2	15.9
Cs	2.3	2.7	1.3	1.7	5.3	2.6	1.0	0.8	0.3	1.4	2.6	2.3	3.0	1.9
Ba	975	522	803	868	667	626	698	1058	2084	1008	631	1087	992	1323
Hf	14.10	6.20	6.80	7.00	7.30	7.00	6.90	7.30	16.00	12.60	11.30	9.40	11.40	8.50
Ta	1.1	0.6	0.3	0.6	1.1	1.2	0.7	0.3	1.0	1.0	0.7	1.0	1.6	1.0
Pb														
Th	5.3	6.7	3.9	4.7	9.4	6.6	5.7	9.1	5.0	3.4	2.6	4.1	5.4	5.2
U	0.6	0.8	0.5	0.5	1.8	1.0	0.5	0.7	0.3	0.3	0.9	1.4	1.7	1.2
Rare Earth Elements (ppm)														
La	64.4	50.5	67.3	37.5	48.4	58.6	44.3	65.6	120.1	67.6	56.1	56.5	60.6	65.4
Ce	162.0	106.4	114.5	92.8	121.2	122.7	92.9	132.1	246.3	147.3	125.7	122.9	147.5	138.3
Pr	17.22	12.50	12.69	9.09	13.66	14.93	11.06	13.95	30.42	18.53	16.49	15.96	18.69	16.72
Nd	68.3	43.2	41.1	31.8	49.5	62.5	41.3	49.7	110.1	72.8	68.0	60.1	74.2	63.6
Sm	12.24	6.46	4.90	5.48	8.67	11.05	6.49	6.28	17.38	12.18	12.10	10.30	12.51	10.68
Eu	1.64	1.02	1.35	1.26	1.15	1.18	0.91	1.32	3.69	2.43	2.01	2.25	2.39	2.30
Gd	10.58	5.06	3.16	4.25	7.14	10.10	4.84	3.84	13.44	9.89	10.51	8.46	10.57	9.19
Tb	1.57	0.82	0.42	0.67	1.21	1.71	0.79	0.51	2.09	1.60	1.65	1.34	1.60	1.42
Dy	8.44	4.23	2.06	3.68	7.03	10.65	4.42	2.42	10.95	8.49	9.04	7.34	9.01	7.99
Ho	1.57	0.78	0.35	0.66	1.43	2.07	0.85	0.43	2.07	1.63	1.69	1.43	1.73	1.46
Er	4.48	2.23	0.97	1.90	4.07	5.98	2.37	1.09	5.87	4.67	4.58	3.81	5.09	4.02
Tm	0.68	0.35	0.15	0.27	0.64	0.93	0.38	0.17	0.89	0.69	0.69	0.63	0.86	0.64
Yb	4.08	2.07	0.89	1.73	3.97	4.95	2.14	0.96	5.11	4.00	4.17	3.83	5.66	3.89
Lu	0.63	0.31	0.14	0.23	0.58	0.61	0.30	0.15	0.76	0.60	0.62	0.58	0.86	0.56

Données majeurs et traces sur roche totale (10)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matok													
Sample	MAT-21B	MAT-22	MAT-03	MAT-30	MAT-31	MAT-33	MAT-34	MAT-36	MAT-38	MAT-39	MAT-04	MAT-52	MAT-53	MAT-57
Facies	Granodiorite													
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	65.19	65.82	65.93	66.33	67.70	69.05	67.40	70.39	66.32	68.17	64.39	62.95	62.57	64.34
TiO ₂	1.24	1.36	1.23	0.86	0.82	0.84	0.99	0.81	1.15	1.08	1.20	1.36	1.65	1.35
Al ₂ O ₃	13.90	13.60	13.64	13.83	14.24	13.63	13.36	13.28	13.55	13.38	13.94	13.85	14.01	13.77
Fe ₂ O ₃	5.82	6.33	5.95	5.75	4.25	4.10	5.54	3.99	5.53	4.91	6.60	6.43	7.28	6.27
MnO	0.07	0.08	0.07	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.06	0.08	0.09	0.10	0.09
MgO	1.60	1.22	1.51	1.12	1.11	1.16	1.04	0.74	1.40	0.91	1.54	1.75	1.88	1.81
CaO	3.66	3.32	3.27	2.84	2.15	2.25	2.48	1.86	2.83	2.22	2.64	4.03	4.37	3.94
Na ₂ O	3.75	3.82	3.55	3.41	3.67	3.93	3.80	3.84	3.14	3.29	3.63	3.78	3.81	3.42
K ₂ O	3.11	3.18	3.32	4.05	4.58	3.59	3.27	3.71	3.58	4.59	3.60	2.99	2.89	3.63
P ₂ O ₅	0.48	0.31	0.47	0.35	0.36	0.34	0.39	0.25	0.62	0.24	0.64	0.54	0.66	0.54
LOI	0.70	0.50	0.60	0.90	0.70	0.70	1.30	0.60	1.40	0.70	1.30	1.90	0.40	0.50
Sum	99.52	99.54	99.54	99.52	99.63	99.64	99.63	99.53	99.6	99.55	99.56	99.67	99.62	99.66
Trace elements (ppm)														
Sc	12.0	13.0	12.0	14.0	8.0	8.0	8.0	9.0	12.0	9.0	11.0	13.0	14.0	13.0
V	91	78	91	65	62	73	66	47	101	79	88	110	124	109
Cr														
Co														
Ni														
Ga	18.8	19.1	18.0	18.8	20.8	17.4	18.6	17.6	18.4	17.1	18.8	18.5	18.0	18.1
Rb	75.0	41.5	104.5	104.6	129.3	103.6	99.6	67.1	115.1	96.2	129.0	67.5	55.5	68.1
Sr	576.0	513.9	486.7	475.7	402.6	428.2	439.3	407.5	395.1	456.3	435.7	545.2	651.1	510.0
Y	51.5	52.8	50.2	66.3	31.9	34.6	32.8	51.1	64.4	54.1	41.6	54.9	57.2	70.4
Zr	451.2	853.9	576.3	435.9	449.1	396.3	429.2	599.8	552.5	995.6	560.3	414.3	547.2	484.3
Nb	22.6	25.4	24.3	25.3	18.7	17.3	19.0	24.8	25.2	21.4	26.0	23.9	25.1	29.6
Cs	1.4	0.3	2.6	2.2	2.1	2.0	1.6	0.2	1.6	0.8	3.5	1.3	0.8	0.7
Ba	1363	1561	1308	1474	1197	1201	1069	2144	1242	1914	1098	1284	1351	1365
Hf	10.40	19.10	13.70	11.80	10.60	10.80	11.00	15.70	13.90	24.70	13.20	9.60	12.80	11.90
Ta	0.9	0.9	1.2	2.5	0.7	1.0	1.1	1.0	1.2	1.0	1.2	1.1	1.1	1.2
Pb														
Th	5.8	1.6	6.9	11.8	4.9	4.8	9.1	6.7	4.9	3.3	7.3	3.2	1.6	1.4
U	0.7	0.4	0.7	1.5	0.8	1.2	0.7	0.4	0.5	0.6	2.0	0.7	0.7	0.5
Rare Earth Elements (ppm)														
La	106.9	71.4	76.6	110.5	39.1	58.6	92.8	128.9	105.1	66.3	73.8	76.8	78.1	80.5
Ce	213.2	155.8	189.2	227.0	86.2	126.4	187.9	266.5	198.4	166.6	167.9	172.9	175.5	194.1
Pr	24.91	20.69	20.94	27.63	11.33	16.05	20.50	31.31	28.75	19.98	20.88	21.79	22.62	25.78
Nd	90.6	84.3	81.7	102.2	45.7	58.6	70.0	110.0	114.7	78.9	80.9	87.2	91.8	103.6
Sm	14.21	14.70	13.68	16.59	9.62	9.74	9.49	16.45	18.77	13.59	13.41	14.34	15.17	17.53
Eu	3.01	3.21	2.30	3.88	1.97	1.92	2.29	3.12	2.57	2.42	2.66	2.96	3.28	2.79
Gd	11.25	12.29	11.14	13.85	7.94	7.75	7.45	12.68	15.13	11.12	10.95	11.78	12.11	14.02
Tb	1.78	1.95	1.73	2.30	1.29	1.26	1.16	1.91	2.40	1.81	1.66	1.82	1.89	2.25
Dy	9.42	10.23	9.24	12.57	6.83	6.80	6.06	9.95	12.87	9.64	8.88	9.92	10.08	12.37
Ho	1.84	1.92	1.72	2.42	1.27	1.26	1.15	1.82	2.41	1.91	1.60	1.88	2.02	2.42
Er	5.00	5.33	4.80	6.90	3.66	3.49	3.21	5.21	6.50	5.40	4.44	5.33	5.58	6.93
Tm	0.79	0.81	0.73	1.10	0.53	0.55	0.50	0.78	0.99	0.86	0.71	0.80	0.85	1.02
Yb	4.72	4.69	4.23	6.79	3.17	3.19	3.24	4.71	5.55	4.96	4.20	4.75	4.92	6.15
Lu	0.67	0.71	0.64	0.98	0.49	0.48	0.49	0.69	0.81	0.76	0.63	0.69	0.72	0.87

Données majeurs et traces sur roche totale (11)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Matok							Moletsi						
Sample	MAT-58	MAT-59	MAT-62	MAT-68	MAT-07	MAT-08	MAT-09	MOL-01a	MOL-05b	MOL-02a	MOL-02b	MOL-02c	MOL-03	MOL-04b
Facies	Granodiorite							Enclave		Granite				
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	68.39	67.51	66.32	64.76	68.40	66.34	63.63	68.01	60.31	74.28	68.82	66.76	74.01	71.55
TiO ₂	0.96	0.99	1.16	1.33	0.99	1.22	1.22	1.01	1.33	0.38	0.88	1.06	0.37	0.53
Al ₂ O ₃	13.57	13.75	13.82	13.94	13.31	13.30	14.20	13.12	14.26	12.84	13.59	13.71	12.50	13.19
Fe ₂ O ₃	4.73	5.07	5.59	6.44	4.74	6.07	5.94	5.31	8.24	1.97	4.05	5.10	2.28	2.90
MnO	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.09	0.07	0.08	0.11	0.03	0.05	0.06	0.03	0.04
MgO	1.13	1.31	1.54	1.50	1.16	1.42	2.38	0.89	3.80	0.37	1.00	1.27	0.37	0.70
CaO	2.72	3.14	3.33	3.46	2.49	3.18	3.87	2.50	5.41	0.96	2.16	2.26	0.81	1.56
Na ₂ O	3.71	3.90	3.75	3.66	3.52	3.67	4.28	4.37	4.03	3.52	4.64	3.99	3.68	3.99
K ₂ O	3.55	3.16	3.26	3.22	3.74	3.32	2.58	3.18	2.02	4.60	3.64	3.54	4.76	4.29
P ₂ O ₅	0.31	0.34	0.40	0.39	0.37	0.45	0.50	0.30	0.60	0.11	0.32	0.41	0.09	0.16
LOI	0.50	0.40	0.30	0.80	0.80	0.50	0.90	0.27	0.53	0.40	0.57	0.91	0.46	0.38
Sum	99.63	99.64	99.55	99.58	99.58	99.56	99.57	99.20	100.75	99.56	99.85	99.19	99.45	99.36
Trace elements (ppm)														
Sc	14.0	11.0	11.0	14.0	10.0	12.0	12.0	12.2	19.5			10.4	6.9	5.6
V	70	83	103	109	74	86	100	48	140			79	18	38
Cr								5.1	131.3			19.1	5.2	13.2
Co								6.9	25.7			8.6	3.1	4.9
Ni								2.8	72.0			11.7	3.5	7.4
Ga	18.2	18.5	18.1	19.3	18.7	19.0	18.1	23.8	21.8			20.6	19.9	22.2
Rb	75.5	66.5	84.9	74.3	109.3	81.7	105.4	85.2	123.0			89.6	144.4	155.2
Sr	378.6	408.8	514.1	487.3	434.7	494.2	541.8	357.4	485.5			287.2	132.8	204.5
Y	56.3	51.8	60.5	61.2	50.9	53.3	45.8	50.2	49.2			44.5	30.2	68.0
Zr	510.6	503.4	500.5	778.9	511.9	525.6	442.5	535.6	391.3			358.4	386.8	281.6
Nb	24.4	21.0	28.6	26.5	24.7	25.6	17.7	23.3	17.1			23.1	16.9	13.9
Cs	0.5	0.5	0.5	0.6	2.1	1.7	2.5	2.2	7.3			1.2	3.8	4.3
Ba	1451	1232	1527	1599	1302	1386	997	1431	820			1012	810	787
Hf	12.50	12.40	11.80	17.60	13.60	13.90	11.10	11.88	9.09			9.06	10.54	7.48
Ta	1.0	0.8	1.3	1.2	1.7	0.9	0.7	1.1	0.8			1.0	0.8	1.0
Pb								18.5	14.0			17.8	19.0	18.3
Th	2.8	2.1	1.1	4.9	6.7	6.9	2.8	4.0	3.4			3.5	6.2	6.3
U	0.3	0.4	0.3	0.4	1.0	0.6	0.5	0.6	0.8			0.9	1.3	1.1
Rare Earth Elements (ppm)														
La	79.4	77.9	62.6	138.7	90.0	95.3	74.4	79.7	54.2			47.6	67.3	102.8
Ce	175.1	170.6	149.5	288.3	186.1	201.1	158.3	163.4	120.0			117.7	156.1	164.8
Pr	21.99	21.08	19.81	32.97	22.63	23.58	19.39	19.37	15.45			15.61	16.07	23.03
Nd	86.2	82.4	81.4	125.8	84.5	90.0	74.4	74.7	63.0			61.9	55.8	85.6
Sm	14.64	13.92	14.27	18.27	13.69	14.99	12.00	13.28	12.10			12.05	9.79	14.77
Eu	2.54	2.18	2.54	3.11	2.53	3.04	2.39	3.16	2.72			2.06	1.22	1.88
Gd	12.41	11.42	11.76	13.98	11.03	12.20	9.84	11.44	10.85			10.58	7.51	13.55
Tb	1.95	1.79	1.94	2.04	1.70	1.84	1.55	1.68	1.60			1.59	1.15	1.98
Dy	10.61	9.76	10.72	11.13	9.39	9.85	8.09	9.39	9.10			9.03	6.08	10.87
Ho	2.03	1.85	2.10	2.13	1.72	1.82	1.57	1.83	1.80			1.75	1.17	2.22
Er	5.54	5.14	6.20	5.85	4.89	4.92	4.30	5.21	5.15			4.84	3.35	6.37
Tm	0.80	0.75	0.96	0.88	0.72	0.76	0.68	0.73	0.72			0.65	0.46	0.84
Yb	4.42	4.32	5.80	5.20	4.40	4.63	3.99	4.59	4.63			4.02	3.02	5.30
Lu	0.63	0.62	0.84	0.75	0.66	0.64	0.56	0.68	0.69			0.58	0.42	0.73

Données majeurs et traces sur roche totale (12)

Tableaux de données géochimiques

Pluton	Molets						Turfloop							
Sample	MOL-05a	MOL-05c	MOL-07	MOL-08	MOL-01b	MOL-06	TUR-01	TUR-02	TUR-03	TUR-05	TUR-07a	TUR-07b	TUR-09	TUR-11
Facies	Granite			Granodiorite			Granite							
Major elements (wt.%)														
SiO ₂	73.52	72.59	71.18	71.03	68.72	68.98	73.52	71.51	74.04	72.29	73.79	73.06	72.76	74.36
TiO ₂	0.60	0.70	0.65	0.53	1.06	1.03	0.13	0.22	0.13	0.31	0.21	0.27	0.20	0.19
Al ₂ O ₃	12.52	12.85	12.95	13.60	12.78	12.91	15.32	15.20	13.96	14.44	13.69	14.33	14.79	13.83
Fe ₂ O ₃	2.99	3.64	3.53	2.83	5.50	5.30	0.97	1.48	1.03	1.44	1.37	1.65	1.32	1.14
MnO	0.04	0.06	0.05	0.04	0.08	0.08	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
MgO	0.55	0.52	0.55	0.70	0.87	0.84	0.37	0.50	0.26	0.50	0.35	0.52	0.37	0.33
CaO	1.30	1.69	1.58	1.57	2.24	2.25	1.83	2.02	0.79	1.23	1.00	1.18	1.08	1.23
Na ₂ O	3.99	3.71	4.36	4.11	4.01	4.35	5.04	5.41	4.31	4.59	4.15	4.10	4.12	4.18
K ₂ O	3.73	3.37	3.71	4.73	3.53	3.08	2.03	1.61	4.20	3.97	4.38	4.36	5.09	3.65
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.23	0.19	0.44	0.29	0.08	0.10	0.08	0.12	0.09	0.11	0.08	0.05
LOI	0.24	0.18	0.47	0.38	0.39	0.42	0.63	1.62	0.70	0.54	0.37	0.55	0.41	0.45
Sum	99.75	99.62	99.41	99.78	99.78	99.69	99.94	99.78	99.54	99.54	99.43	100.17	100.24	99.51
Trace elements (ppm)														
Sc	10.9		6.6		10.5		2.6							
V	27		41		46		15							
Cr	2.0		33.8		6.5		9.5							
Co	4.5		5.5		5.8		2.4							
Ni	2.0		7.7		2.7		3.8							
Ga	21.0		20.0		23.7		19.4							
Rb	98.1		191.9		80.0		51.1							
Sr ^a	272.6		196.2		321.8		485.3	533.4	184.0	237.5	110.1	162.2	128.9	161.6
Y	43.8		46.7		50.7		6.3							
Zr	504.0		315.9		328.9		189.7							
Nb	22.5		18.3		20.2		3.5							
Cs	2.1		4.8		3.4		2.4							
Ba ^a	1413		764		1298		561	530	791	645	424	626	622	642
Hf	12.47		8.39		8.02		5.00							
Ta	1.5		1.2		0.6		0.3							
Pb	17.9		19.9		18.9		12.0							
Th	4.3		8.8		7.7		3.8							
U	0.7		1.7		1.5		0.8							
Rare Earth Elements (ppm)														
La	54.1		58.1		121.9		19.8							
Ce	112.6		119.0		225.0		37.0							
Pr	14.20		13.95		27.44		4.09							
Nd	56.3		51.1		97.0		15.3							
Sm	11.06		9.59		15.77		2.78							
Eu	2.67		1.28		3.48		0.80							
Gd	9.92		8.39		12.77		2.05							
Tb	1.51		1.31		1.85		0.26							
Dy	8.66		7.48		9.80		1.28							
Ho	1.68		1.54		1.91		0.22							
Er	4.77		4.58		5.34		0.57							
Tm	0.66		0.63		0.72		0.08							
Yb	4.16		4.16		4.73		0.50							
Lu	0.60		0.59		0.67		0.07							

^aLes données en Sr et Ba pour le pluton de Turfloop sont les mesures réalisées par ICP-AES.

Données majeurs et traces sur roche totale (13)

Pluton	Turfloop								
Sample	TUR-13	TUR-14b	TUR-15	TUR-16	TUR-17a	TUR-17b	TUR-20	TUR-22	TUR-23
Facies	Granite								
Major elements (wt.%)									
SiO ₂	69.77	69.29	70.06	72.36	74.32	70.09	73.21	72.74	74.19
TiO ₂	0.52	0.50	0.51	0.34	0.22	0.53	0.23	0.22	0.16
Al ₂ O ₃	15.18	14.80	15.12	14.52	13.83	15.12	14.24	14.30	14.00
Fe ₂ O ₃	2.38	2.27	2.36	1.65	1.14	2.45	1.23	1.19	0.91
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01
MgO	0.87	0.81	0.76	0.54	0.38	0.79	0.38	0.46	0.24
CaO	1.82	1.33	1.76	1.31	1.35	1.65	1.20	1.25	0.75
Na ₂ O	4.83	3.99	4.66	4.20	4.22	4.51	4.86	4.68	4.02
K ₂ O	3.63	5.29	3.87	4.35	3.63	3.96	3.64	4.10	5.03
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.20	0.14	0.07	0.21	0.12	0.10	0.06
LOI	0.37	0.53	0.39	0.41	0.37	0.44	0.38	0.39	0.46
Sum	99.75	99.20	99.70	99.86	99.55	99.79	99.50	99.52	99.83
Sr	431.3	354.2	482.9	224.5	227.9	304.9	222.9	187.3	134.6
Ba	863	1176	1213	864	742	1079	772	538	618

Données majeurs et traces sur roche totale (14)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Facies	Type ^a	U-Pb age (Ma)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	±2σ	ε _{Nd} (t)	±2σ	T _{CHUR} (Ga)	±2σ	T _{DM} (Ga) ^b
Bulai pluton														
BUL-1A	Enclave	WR	2590	0.1102	0.0016	0.51107	0.00001	0.50918	0.00005	-0.34	0.89	2.78	0.05	n.d.
BUL-2	Enclave	WR	2590	0.1061	0.0015	0.51100	0.00001	0.50918	0.00004	-0.26	0.86	2.76	0.05	n.d.
		WR ^c	2590	0.1061	0.0016	0.51100	0.00001	0.50918	0.00004	-0.29	0.86	2.77	0.05	n.d.
		Ap		0.1247	0.0018	0.51122	0.00001							
		Hbl		0.0794	0.0011	0.51061	0.00001							
BUL-34	Enderbite	WR	2590	0.1065	0.0015	0.51104	0.00001	0.50921	0.00004	0.42	0.86	2.71	0.05	n.d.
BUL-35	Enderbite	WR	2590	0.1063	0.0015	0.51104	0.00001	0.50922	0.00004	0.44	0.86	2.71	0.05	n.d.
BUL-11	Lamprophyre	WR	2590	0.0973	0.0014	0.51088	0.00001	0.50921	0.00004	0.4	0.79	2.70	0.04	n.d.
BUL-14	Lamprophyre	WR	2590	0.1031	0.0015	0.51100	0.00001	0.50923	0.00004	0.64	0.85	2.69	0.05	n.d.
		Ap		0.1210	0.0017	0.51122	0.00001							
		Hbl		0.0748	0.0011	0.51058	0.00001							
BUL-12	Granite	WR	2590	0.0819	0.0012	0.51060	0.00001	0.50920	0.00003	0.04	0.66	2.71	0.03	n.d.
BUL-26	Granite	WR	2590	0.0825	0.0012	0.51056	0.00001	0.50915	0.00003	-0.91	0.67	2.78	0.03	n.d.
BUL-4	Granodiorite	WR	2590	0.0955	0.0014	0.51082	0.00001	0.50918	0.00004	-0.26	0.77	2.75	0.04	n.d.
		WR ^c	2590	0.0953	0.0013	0.51082	0.00001	0.50918	0.00004	-0.17	0.76	2.74	0.04	n.d.
		Ap		0.1382	0.002	0.51141	0.00001							
		Hbl		0.0801	0.0012	0.51057	0.00001							
BUL-10	Granodiorite	WR	2590	0.0949	0.0013	0.51082	0.00001	0.50919	0.00004	-0.07	0.77	2.73	0.04	n.d.
BUL-16	Granodiorite	WR	2590	0.0946	0.0013	0.51077	0.00001	0.50915	0.00004	-0.91	0.76	2.80	0.04	n.d.
BUL-20	Granodiorite	WR	2590	0.1083	0.0015	0.51102	0.00001	0.50917	0.00004	-0.53	0.87	2.79	0.05	n.d.
		WR ^c	2590	0.1084	0.0015	0.51102	0.00001	0.50916	0.00004	-0.62	0.87	2.80	0.05	n.d.
		Ap		0.1384	0.002	0.51146	0.00001							
		Hbl		0.0834	0.0012	0.51052	0.00001							
BUL-21	Granodiorite	WR	2590	0.0941	0.0013	0.51081	0.00001	0.50920	0.00004	0.06	0.76	2.72	0.04	n.d.
BUL-22	Granodiorite	WR	2590	0.0829	0.0012	0.51060	0.00001	0.50918	0.00003	-0.31	0.67	2.74	0.03	n.d.
BUL-23	Granodiorite	WR	2590	0.0880	0.0012	0.51069	0.00001	0.50918	0.00004	-0.35	0.71	2.75	0.03	n.d.
BUL-27	Granodiorite	WR	2590	0.0978	0.0014	0.51086	0.00001	0.50919	0.00004	-0.16	0.79	2.75	0.04	n.d.
Mashashane pluton														
MAS-07	Granite	WR	2685	0.1113	0.0010	0.51094	0.00001	0.50897	0.00002	-3.62	0.80	3.04	0.03	3.15
MAS-16	Granite	WR	2685	0.1119	0.0010	0.51101	0.00001	0.50902	0.00002	-2.55	0.80	2.94	0.03	3.06
MAS-22	Granite	WR	2685	0.1025	0.0010	0.51085	0.00001	0.50903	0.00002	-2.36	0.80	2.90	0.03	3.02
MAS-19	Granite	WR	2685	0.1075	0.0010	0.51092	0.00001	0.50901	0.00002	-2.72	0.80	2.95	0.03	3.06
MAS-24	Granite	WR	2685	0.1078	0.0010	0.51090	0.00001	0.50899	0.00002	-3.28	0.80	3.00	0.03	3.11
Matlala pluton														
MTL-01f	Enclave	WR	2685	0.1147	0.0010	0.51103	0.00001	0.50900	0.00002	-3.10	0.80	3.00	0.03	3.12
MTL-05	Enclave	WR	2685	0.1046	0.0010	0.51082	0.00001	0.50896	0.00002	-3.72	0.80	3.02	0.03	3.13
MTL-18d	Enclave	WR	2685	0.1028	0.0010	0.51083	0.00001	0.50901	0.00002	-2.85	0.80	2.94	0.03	3.05
MTL-35b	Enclave	WR	2685	0.1060	0.0010	0.51089	0.00001	0.50901	0.00002	-2.81	0.80	2.95	0.03	3.06
MTL-19a	Granodiorite	WR	2685	0.1005	0.0010	0.51075	0.00001	0.50897	0.00002	-3.69	0.80	3.01	0.03	3.11
MTL-27	Granodiorite	WR	2685	0.1058	0.0010	0.51087	0.00001	0.50900	0.00002	-3.06	0.80	2.97	0.03	3.08
MTL-43	Granodiorite	WR	2685	0.1058	0.0010	0.51085	0.00001	0.50898	0.00002	-3.42	0.80	3.00	0.03	3.11
		WR ^c	2685	0.1058	0.0010	0.51086	0.00001	0.50898	0.00002	-3.37	0.80	3.00	0.03	3.11
MTL-06	Granite	WR	2685	0.1080	0.0010	0.51105	0.00001	0.50913	0.00002	-0.41	0.80	2.74	0.03	2.89
		WR ^c	2685	0.1081	0.0010	0.51103	0.00001	0.50912	0.00002	-0.68	0.80	2.77	0.03	2.93
MTL-14	Granite	WR	2685	0.0969	0.0010	0.51075	0.00001	0.50903	0.00002	-2.38	0.80	2.89	0.03	3.00
MTL-31	Granite	WR	2685	0.1007	0.0010	0.51079	0.00001	0.50901	0.00002	-2.89	0.80	2.94	0.03	3.05
MTL-22	Granite	WR	2685	0.0953	0.0010	0.51067	0.00001	0.50898	0.00002	-3.47	0.80	2.98	0.03	3.07
MTL-24a	Granite	WR	2685	0.0999	0.0010	0.51082	0.00001	0.50905	0.00002	-2.04	0.80	2.87	0.03	2.98
MTL-38	Granite	WR	2685	0.1098	0.0010	0.51095	0.00001	0.50900	0.00002	-2.93	0.80	2.97	0.03	3.08

Tableaux de données géochimiques

Sample	Facies	Type ^a	U–Pb age (Ma)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	±2σ	ε _{Nd(t)} ^b	±2σ	T _{CHUR} (Ga) ^b	±2σ	T _{DM} (Ga) ^c
Matok pluton														
MAT-05	Diorite	WR	2685	0.1114	0.0010	0.51094	0.00001	0.50897	0.00002	–3.61	0.80	3.04	0.03	3.14
MAT-17	Diorite	WR	2685	0.1109	0.0010	0.51096	0.00001	0.50900	0.00002	–3.05	0.80	2.99	0.03	3.10
MAT-28	Diorite	WR	2685	0.1030	0.0010	0.51079	0.00001	0.50896	0.00002	–3.75	0.80	3.02	0.03	3.12
MAT-60	Diorite	WR	2685	0.1090	0.0010	0.51092	0.00001	0.50899	0.00002	–3.29	0.80	3.00	0.03	3.11
MAT-66	Diorite	WR	2685	0.1080	0.0010	0.51089	0.00001	0.50898	0.00002	–3.42	0.80	3.01	0.03	3.12
MAT-13	Granodiorite	WR	2685	0.1083	0.0010	0.51093	0.00001	0.50901	0.00002	–2.84	0.80	2.96	0.03	3.07
MAT-21b	Granodiorite	WR	2685	0.0939	0.0010	0.51064	0.00001	0.50898	0.00002	–3.50	0.80	2.97	0.03	3.07
MAT-34	Granodiorite	WR	2685	0.0754	0.0010	0.51033	0.00001	0.50899	0.00002	–3.21	0.80	2.91	0.03	3.00
MAT-62	Granodiorite	WR	2685	0.1134	0.0010	0.51100	0.00001	0.50899	0.00002	–3.18	0.80	3.01	0.03	3.12
MAT-70	Granodiorite	WR	2685	0.1064	0.0010	0.51090	0.00001	0.50902	0.00002	–2.69	0.80	2.94	0.03	3.05
MAT-24	Granite	WR	2685	0.0908	0.0010	0.51060	0.00001	0.50900	0.00002	–3.11	0.80	2.94	0.03	3.03
MAT-32	Granite	WR	2685	0.1082	0.0010	0.51083	0.00001	0.50892	0.00002	–4.65	0.80	3.12	0.03	3.21
		WR ^c	2685	0.1081	0.0010	0.51083	0.00001	0.50892	0.00002	–4.62	0.80	3.12	0.03	3.23
Moletsi pluton														
MOL-03	Granite	WR	2685	0.1041	0.0010	0.51084	0.00001	0.50900	0.00002	–3.10	0.80	2.97	0.03	3.08
MOL-04b	Granite	WR	2685	0.1037	0.0010	0.51088	0.00001	0.50905	0.00002	–2.09	0.80	2.88	0.03	3.00
MOL-06	Granodiorite	WR	2685	0.0966	0.0010	0.51071	0.00001	0.50900	0.00002	–3.04	0.80	2.95	0.03	3.05
MOL-05b	Enclave	WR	2685	0.1152	0.0010	0.51106	0.00001	0.50901	0.00002	–2.73	0.80	2.97	0.03	3.09
		WR ^c	2685	0.1152	0.0010	0.51106	0.00001	0.50901	0.00002	–2.72	0.80	2.97	0.03	3.09
Gneiss suites														
DWK-01	Granite	WR	2840	0.0873	0.0010	0.51054	0.00001	0.50891	0.00002	–0.88	0.83	2.93	0.03	3.02
DWK-06	Granite	WR	2780	0.1051	0.0010	0.51090	0.00001	0.50897	0.00002	–1.16	0.82	2.90	0.03	3.02
HRG-2	Granite	WR	2840	0.1299	0.0010	0.51136	0.00001	0.50893	0.00002	–0.45	0.83	2.92	0.03	3.08
DWK-04	TTG	WR	2950	0.1039	0.0010	0.51087	0.00001	0.50885	0.00002	0.84	0.86	2.91	0.03	3.02
HRG-1	TTG	WR	2950	0.0957	0.0010	0.51071	0.00001	0.50885	0.00002	0.81	0.86	2.92	0.03	3.02

^aWR = whole rock (roche totale) ; Ap = apatite ; Hbl = hornblende.

^bL'âge modèle à partir du manteau appauvri (DM) a été déterminé graphiquement, par l'intercept entre la droite d'évolution de l'échantillon et le modèle de manteau appauvri de dePaolo (1981).

^cÉchantillons dupliqués.

Données isotopiques Sm–Nd sur roche totale (et minéraux séparés pour le pluton de Bulai)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
Bulai														
BUL-2	02-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.23	0.26	0.415	0.008	0.79	0.1699	0.0036	2557	35
	02-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.10	0.22	0.395	0.008	0.84	0.1586	0.0033	2441	36
	02-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.38	0.20	0.368	0.007	0.85	0.1570	0.0033	2423	36
	03-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.42	0.26	0.429	0.009	0.74	0.1527	0.0033	2376	37
	03-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.52	0.33	0.475	0.010	0.72	0.1653	0.0036	2511	36
	03-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.16	0.24	0.398	0.008	0.78	0.1583	0.0034	2437	36
	03-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.32	0.22	0.368	0.008	0.76	0.1566	0.0034	2419	37
	04-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.40	0.28	0.419	0.009	0.77	0.1694	0.0037	2551	37
	04-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.95	0.29	0.461	0.009	0.76	0.1645	0.0037	2502	37
	04-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.60	0.28	0.455	0.009	0.76	0.1610	0.0036	2466	38
	04-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.48	0.29	0.453	0.009	0.74	0.1606	0.0036	2462	38
	05-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.30	0.33	0.407	0.008	0.65	0.1747	0.0041	2603	39
	05-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.70	0.31	0.388	0.008	0.65	0.1730	0.0041	2587	39
	05-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.51	0.36	0.410	0.009	0.61	0.1760	0.0042	2615	40
	06-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.60	0.29	0.412	0.009	0.68	0.1617	0.0038	2474	40
	06-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.33	0.39	0.418	0.009	0.56	0.1780	0.0045	2634	41
	07-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.97	0.33	0.357	0.008	0.58	0.1739	0.0045	2596	42
	07-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.99	0.38	0.425	0.009	0.61	0.1759	0.0045	2614	42
	07-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.08	0.33	0.369	0.008	0.58	0.1742	0.0045	2598	43
	08-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.22	0.37	0.399	0.008	0.59	0.1766	0.0046	2622	43
	08-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.08	0.42	0.430	0.009	0.56	0.1770	0.0048	2625	45
	08-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.45	0.41	0.410	0.009	0.55	0.1765	0.0048	2620	45
	10-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.09	0.36	0.396	0.009	0.54	0.1591	0.0046	2446	48
	10-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.11	0.46	0.430	0.009	0.52	0.1776	0.0052	2630	48
	11-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.50	0.46	0.401	0.009	0.49	0.1777	0.0054	2632	50
	11-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.13	0.40	0.391	0.009	0.50	0.1607	0.0049	2463	51
	11-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.49	0.52	0.407	0.009	0.45	0.1774	0.0056	2628	52
	11-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.07	0.45	0.435	0.010	0.49	0.1582	0.0050	2436	53
	12-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.24	0.46	0.440	0.010	0.49	0.1599	0.0051	2455	53
	12-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.66	0.42	0.356	0.008	0.46	0.1660	0.0054	2518	54
	12-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.85	0.48	0.418	0.009	0.46	0.1620	0.0055	2476	57
	12-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.08	0.52	0.394	0.009	0.44	0.1757	0.0061	2612	57
	13-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.97	0.51	0.410	0.009	0.44	0.1676	0.0059	2534	58
	13-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.70	0.56	0.464	0.011	0.44	0.1581	0.0056	2436	60
	13-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.69	0.46	0.379	0.009	0.43	0.1576	0.0057	2430	61
	14-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.58	0.54	0.383	0.009	0.41	0.1714	0.0063	2571	61
	14-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.28	0.59	0.429	0.010	0.40	0.1720	0.0065	2577	62
	14-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.25	0.58	0.430	0.010	0.41	0.1651	0.0063	2509	63
	15-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.97	0.69	0.472	0.011	0.38	0.1689	0.0070	2546	68
	15-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.72	0.61	0.422	0.010	0.38	0.1590	0.0066	2445	70
	16-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.25	0.72	0.444	0.011	0.38	0.1743	0.0074	2599	70
	16-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.18	0.66	0.405	0.010	0.37	0.1722	0.0074	2579	71
	16-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.79	0.61	0.369	0.009	0.36	0.1643	0.0074	2500	75
	17-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.48	0.73	0.446	0.011	0.36	0.1614	0.0073	2471	76
BUL-4	02-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.88	0.30	0.442	0.009	0.78	0.1756	0.0037	2612	35
	02-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.45	0.27	0.425	0.009	0.83	0.1745	0.0037	2601	35
	03-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.24	0.28	0.461	0.010	0.84	0.1734	0.0037	2591	35
	04-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.24	0.29	0.419	0.009	0.74	0.1728	0.0038	2585	36
	05-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.95	0.28	0.409	0.009	0.75	0.1715	0.0038	2572	37
	06-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.76	0.31	0.448	0.010	0.73	0.1748	0.0039	2604	37
	06-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.39	0.29	0.425	0.009	0.76	0.1730	0.0039	2587	37
	06-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.82	0.32	0.434	0.009	0.72	0.1760	0.0040	2615	38
	11-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.07	0.37	0.446	0.010	0.65	0.1733	0.0044	2590	42
	11-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.93	0.37	0.439	0.009	0.64	0.1741	0.0044	2598	42
	11-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.66	0.39	0.430	0.009	0.60	0.1742	0.0047	2598	45
	12-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.75	0.40	0.438	0.010	0.58	0.1731	0.0047	2588	45
	12-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.70	0.40	0.428	0.009	0.58	0.1749	0.0048	2605	46
	13-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.61	0.43	0.432	0.010	0.54	0.1743	0.0050	2599	48
	13-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.91	0.44	0.455	0.010	0.55	0.1688	0.0049	2545	48
	14-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.32	0.46	0.410	0.009	0.50	0.1752	0.0053	2608	50
	14-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.12	0.45	0.411	0.009	0.51	0.1740	0.0054	2597	51
	15-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.88	0.47	0.392	0.009	0.48	0.1768	0.0057	2623	53
	17-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.95	0.55	0.437	0.010	0.46	0.1764	0.0061	2619	57
	17-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.73	0.49	0.390	0.009	0.45	0.1742	0.0061	2598	58
	18-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.13	0.62	0.445	0.010	0.42	0.1744	0.0067	2600	63
	19-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.68	0.65	0.434	0.010	0.40	0.1727	0.0071	2584	68
	19-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.26	0.64	0.415	0.010	0.39	0.1740	0.0073	2596	69

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (1)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
BUL-4 (suite)	20-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.26	0.77	0.501	0.012	0.38	0.1707	0.0072	2565	70
	20-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.81	0.76	0.485	0.012	0.38	0.1719	0.0074	2576	71
	21-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.31	0.82	0.495	0.012	0.37	0.1743	0.0077	2599	73
	21-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.98	0.81	0.498	0.012	0.37	0.1668	0.0076	2526	75
	22-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.44	0.79	0.406	0.010	0.34	0.1776	0.0089	2630	82
	22-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.94	0.84	0.456	0.012	0.34	0.1657	0.0084	2515	84
	23-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.75	0.92	0.494	0.013	0.33	0.1635	0.0084	2493	85
	23-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.34	0.90	0.466	0.012	0.33	0.1761	0.0092	2616	86
BUL-14	01-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.40	0.26	0.422	0.009	0.86	0.1726	0.0037	2583	35
	02-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.63	0.26	0.422	0.009	0.84	0.1744	0.0037	2601	35
	02-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.14	0.29	0.439	0.009	0.80	0.1785	0.0038	2639	35
	03-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.98	0.27	0.455	0.009	0.86	0.1692	0.0036	2550	35
	03-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.91	0.27	0.452	0.009	0.84	0.1669	0.0036	2526	36
	05-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.38	0.30	0.456	0.009	0.78	0.1730	0.0038	2587	37
	05-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.38	0.31	0.448	0.009	0.75	0.1746	0.0039	2602	37
	07-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.81	0.34	0.487	0.010	0.72	0.1760	0.0040	2615	38
	07-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.04	0.32	0.459	0.010	0.71	0.1738	0.0040	2595	38
	07-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.86	0.36	0.492	0.010	0.69	0.1738	0.0040	2594	39
	08-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.87	0.34	0.478	0.010	0.67	0.1667	0.0040	2525	40
	08-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.72	0.36	0.480	0.010	0.68	0.1770	0.0042	2625	40
	08-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.91	0.38	0.488	0.010	0.66	0.1755	0.0043	2610	40
	12-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.05	0.43	0.461	0.010	0.56	0.1740	0.0048	2596	45
	12-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.32	0.43	0.474	0.010	0.56	0.1739	0.0048	2596	46
	13-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.86	0.46	0.476	0.010	0.56	0.1740	0.0049	2597	47
	13-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.83	0.47	0.497	0.011	0.55	0.1747	0.0050	2603	48
	13-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.35	0.46	0.449	0.010	0.53	0.1753	0.0051	2609	48
	13-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.03	0.46	0.454	0.010	0.53	0.1754	0.0052	2610	49
	14-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.80	0.53	0.492	0.011	0.50	0.1745	0.0055	2601	52
	14-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.91	0.55	0.485	0.011	0.49	0.1741	0.0056	2598	53
	15-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.15	0.48	0.414	0.009	0.48	0.1671	0.0055	2528	55
	15-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.76	0.57	0.455	0.010	0.47	0.1758	0.0059	2613	55
	17-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.76	0.59	0.458	0.010	0.45	0.1736	0.0060	2593	57
	17-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.80	0.60	0.455	0.010	0.46	0.1755	0.0061	2610	58
	19-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.34	0.66	0.476	0.011	0.41	0.1727	0.0067	2584	64
	19-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.62	0.63	0.473	0.011	0.40	0.1635	0.0064	2492	65
	19-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.08	0.72	0.496	0.012	0.40	0.1722	0.0069	2579	66
	20-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.89	0.72	0.495	0.012	0.39	0.1723	0.0070	2580	67
	20-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.14	0.63	0.404	0.010	0.39	0.1696	0.0070	2554	68
BUL-20	04-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.65	0.29	0.446	0.008	0.79	0.1745	0.0039	2601	37
	06-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.89	0.31	0.405	0.008	0.73	0.1727	0.0042	2584	40
	06-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.09	0.37	0.464	0.009	0.71	0.1724	0.0043	2581	41
	07-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.98	0.33	0.413	0.008	0.75	0.1711	0.0043	2568	41
	07-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.61	0.37	0.450	0.009	0.73	0.1691	0.0044	2549	43
	08-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.52	0.42	0.496	0.010	0.65	0.1688	0.0044	2546	43
	08-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.97	0.42	0.452	0.009	0.70	0.1694	0.0045	2552	44
	08-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.92	0.38	0.423	0.008	0.70	0.1674	0.0046	2531	45
	09-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.86	0.46	0.481	0.009	0.62	0.1744	0.0048	2601	46
	09-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.69	0.44	0.426	0.008	0.60	0.1743	0.0049	2599	47
	10-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.43	0.46	0.418	0.008	0.57	0.1790	0.0052	2643	48
	12-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.62	0.54	0.469	0.009	0.58	0.1770	0.0053	2625	49
	12-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.23	0.56	0.496	0.010	0.58	0.1785	0.0054	2639	49
	12-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.77	0.44	0.397	0.008	0.55	0.1762	0.0054	2618	50
	13-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.37	0.57	0.505	0.010	0.53	0.1776	0.0055	2630	51
	13-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.59	0.51	0.438	0.009	0.51	0.1732	0.0055	2588	53
	13-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.92	0.52	0.451	0.009	0.52	0.1762	0.0057	2617	53
	14-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9.43	0.47	0.388	0.008	0.52	0.1733	0.0057	2590	54
	14-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.23	0.63	0.503	0.011	0.48	0.1766	0.0059	2621	55
	14-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.15	0.63	0.501	0.011	0.48	0.1758	0.0059	2613	56
	16-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.04	0.72	0.502	0.011	0.44	0.1746	0.0065	2603	61
	16-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.21	0.66	0.462	0.010	0.44	0.1751	0.0065	2607	62
	16-4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.48	0.62	0.413	0.009	0.43	0.1749	0.0066	2605	62
	17-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.20	0.72	0.509	0.011	0.40	0.1720	0.0066	2578	63
	17-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.42	0.76	0.509	0.011	0.40	0.1787	0.0070	2641	65
	19-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.46	0.77	0.471	0.011	0.40	0.1774	0.0076	2629	70
	19-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.34	0.77	0.489	0.011	0.37	0.1689	0.0073	2546	72
	19-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.07	0.77	0.456	0.011	0.37	0.1771	0.0078	2626	72
	21-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12.60	0.93	0.513	0.012	0.36	0.1778	0.0083	2632	77
	21-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.60	0.87	0.470	0.011	0.36	0.1753	0.0083	2609	78

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (2)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
BUL-20 (suite)	21-3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.08	0.84	0.447	0.011	0.36	0.1736	0.0084	2593	79
	23-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.20	0.87	0.420	0.011	0.34	0.1758	0.0093	2613	87
	23-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.21	0.88	0.427	0.011	0.33	0.1702	0.0092	2559	89
Mashashane														
MAS-05	01-1	141	195	237	0.82	11.77	0.29	0.470	0.012	0.99	0.1818	0.0019	2669	42
	02-1	16	14	27	0.54	13.09	0.35	0.517	0.013	0.94	0.1836	0.0020	2686	45
	03-2	35	32	60	0.54	12.47	0.32	0.496	0.012	0.97	0.1822	0.0019	2673	43
	05-2	20	19	32	0.58	13.05	0.34	0.514	0.013	0.96	0.1841	0.0020	2690	44
	07-1	17	17	27	0.63	13.12	0.35	0.516	0.013	0.95	0.1845	0.0020	2694	45
	07-2	16	14	26	0.52	12.93	0.34	0.514	0.013	0.94	0.1825	0.0020	2675	45
	08-1	23	30	39	0.77	12.14	0.33	0.483	0.012	0.93	0.1822	0.0020	2673	46
	09-1	18	23	28	0.83	13.01	0.34	0.515	0.013	0.94	0.1831	0.0020	2681	45
	11-1	15	16	24	0.66	13.02	0.35	0.513	0.013	0.92	0.1838	0.0021	2688	46
	11-2	13	13	23	0.57	12.02	0.34	0.476	0.012	0.89	0.1831	0.0022	2681	48
	13-1	99	132	168	0.79	11.93	0.31	0.476	0.012	0.96	0.1820	0.0019	2671	43
	13-2	123	152	203	0.75	12.47	0.32	0.491	0.012	0.96	0.1844	0.0019	2692	43
	16-1	16	15	26	0.55	13.05	0.35	0.514	0.013	0.92	0.1839	0.0021	2689	46
	16-2	12	11	22	0.49	12.04	0.37	0.472	0.012	0.84	0.1850	0.0024	2698	52
	19-1	18	18	29	0.62	12.97	0.35	0.514	0.013	0.93	0.1830	0.0020	2680	45
	20-1	117	153	181	0.85	12.89	0.33	0.513	0.013	0.96	0.1822	0.0019	2673	43
	21-1	10	9	16	0.52	12.97	0.45	0.510	0.014	0.79	0.1843	0.0026	2692	59
	22-1	163	213	263	0.81	12.59	0.33	0.500	0.012	0.95	0.1824	0.0019	2675	44
	23-1	63	78	99	0.78	12.91	0.34	0.513	0.013	0.94	0.1823	0.0020	2674	44
MAS-10	01-1	39	35	69	0.51	12.05	0.23	0.481	0.008	0.91	0.1816	0.0020	2667	36
	01-3	29	26	50	0.52	12.66	0.24	0.503	0.009	0.90	0.1824	0.0020	2674	36
	02-1	16	15	27	0.55	12.48	0.25	0.495	0.009	0.88	0.1828	0.0021	2678	37
	03-1	19	15	33	0.47	12.66	0.24	0.507	0.009	0.90	0.1812	0.0020	2664	36
	03-2	26	20	44	0.45	12.80	0.26	0.510	0.009	0.88	0.1819	0.0021	2670	37
	03-3	100	123	161	0.76	12.80	0.24	0.506	0.009	0.92	0.1836	0.0020	2685	35
	03-4	86	106	137	0.77	12.86	0.24	0.511	0.009	0.92	0.1824	0.0020	2674	35
	04-1	24	23	41	0.55	12.80	0.26	0.507	0.009	0.86	0.1832	0.0021	2682	38
	04-2	17	18	27	0.67	13.33	0.28	0.519	0.009	0.85	0.1861	0.0022	2708	39
	04-3	21	19	35	0.56	12.38	0.24	0.496	0.009	0.89	0.1810	0.0020	2662	37
	05-1	25	21	42	0.51	13.12	0.27	0.518	0.009	0.86	0.1838	0.0021	2688	38
	05-2	16	15	28	0.54	12.77	0.28	0.511	0.009	0.83	0.1813	0.0022	2665	40
	05-3	17	18	27	0.66	12.84	0.28	0.509	0.009	0.83	0.1831	0.0022	2681	40
	05-4	22	18	36	0.51	13.02	0.26	0.515	0.009	0.87	0.1833	0.0021	2683	38
	06-1	17	16	28	0.57	12.81	0.28	0.511	0.009	0.83	0.1818	0.0022	2670	40
	06-2	27	26	44	0.59	13.30	0.27	0.516	0.009	0.87	0.1867	0.0021	2713	37
	06-3	21	19	35	0.53	12.65	0.26	0.506	0.009	0.85	0.1813	0.0021	2665	39
	06-4	29	27	47	0.58	12.96	0.26	0.513	0.009	0.86	0.1832	0.0021	2682	38
	07-1	17	19	31	0.63	12.04	0.27	0.475	0.009	0.81	0.1840	0.0023	2689	41
	07-2	13	12	22	0.56	12.79	0.28	0.508	0.009	0.83	0.1825	0.0022	2676	39
	07-3	10	10	17	0.55	12.89	0.28	0.513	0.009	0.82	0.1821	0.0022	2672	40
	09-1	13	14	21	0.67	12.96	0.29	0.511	0.009	0.81	0.1838	0.0023	2688	41
	09-2	10	9	17	0.53	12.36	0.34	0.473	0.009	0.73	0.1894	0.0028	2737	49
	10-1	29	23	48	0.48	12.84	0.27	0.492	0.009	0.84	0.1891	0.0022	2734	38
	10-2	47	37	81	0.46	12.65	0.26	0.504	0.009	0.85	0.1821	0.0021	2672	38
	10-3	51	47	94	0.50	11.91	0.25	0.473	0.008	0.83	0.1825	0.0022	2675	39
	11-1	22	22	38	0.57	12.70	0.28	0.503	0.009	0.82	0.1833	0.0022	2683	39
	12-1	20	24	35	0.70	11.95	0.26	0.476	0.009	0.81	0.1818	0.0022	2670	40
	12-2	15	12	25	0.47	12.88	0.29	0.513	0.009	0.81	0.1822	0.0022	2673	40
	12-3	13	13	23	0.57	12.26	0.28	0.482	0.009	0.80	0.1844	0.0023	2693	41
	14-2	13	12	24	0.49	11.95	0.28	0.477	0.009	0.79	0.1817	0.0023	2669	41
	14-3	32	28	56	0.51	12.42	0.28	0.498	0.009	0.80	0.1808	0.0022	2661	40
Matlala														
MTL-01a	01-1	20	23	33	0.68	12.99	0.27	0.511	0.010	0.94	0.1842	0.0020	2691	36
	01-2	72	71	161	0.44	9.76	0.19	0.373	0.007	0.99	0.1896	0.0019	2739	33
	01-3	78	77	161	0.48	10.56	0.21	0.404	0.008	0.99	0.1897	0.0019	2739	34
	02-2	54	45	112	0.40	10.85	0.22	0.425	0.008	0.96	0.1852	0.0020	2700	35
	04-3	65	35	146	0.24	10.18	0.20	0.396	0.008	0.98	0.1865	0.0019	2712	34
	06-2	48	33	117	0.28	9.26	0.20	0.355	0.007	0.93	0.1889	0.0021	2733	37
	07-3	114	118	213	0.55	11.60	0.24	0.447	0.009	0.97	0.1881	0.0020	2726	34
	08-1	10	15	16	0.90	12.82	0.29	0.511	0.010	0.90	0.1820	0.0021	2671	38
	09-1	142	123	279	0.44	11.37	0.23	0.441	0.009	0.97	0.1870	0.0020	2716	34
	09-2	148	145	335	0.43	9.56	0.19	0.373	0.007	0.98	0.1860	0.0019	2707	34
	10-1	22	23	36	0.65	12.79	0.28	0.511	0.010	0.93	0.1816	0.0020	2667	36
	10-3	27	35	42	0.85	12.90	0.27	0.511	0.010	0.95	0.1830	0.0020	2681	35

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (3)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
MTL-01a (suite)	12-1	55	47	92	0.51	12.81	0.27	0.509	0.010	0.96	0.1823	0.0019	2674	35
	14-1	142	61	312	0.20	10.85	0.23	0.430	0.009	0.95	0.1828	0.0019	2678	35
	16-1	93	74	167	0.44	12.22	0.26	0.472	0.010	0.96	0.1875	0.0020	2720	35
	17-1	145	57	290	0.20	11.63	0.25	0.467	0.009	0.94	0.1805	0.0019	2658	35
	20-1	81	74	134	0.55	13.09	0.29	0.507	0.010	0.92	0.1873	0.0021	2718	40
MTL-39	01-1	53	83	75	1.11	13.44	0.29	0.522	0.011	0.98	0.1867	0.0019	2713	34
	01-2	64	39	109	0.36	13.24	0.29	0.517	0.011	0.98	0.1857	0.0019	2704	34
	02-1	48	88	70	1.26	13.07	0.29	0.511	0.011	0.96	0.1855	0.0020	2702	35
	03-1	38	49	57	0.86	13.61	0.30	0.524	0.011	0.97	0.1884	0.0020	2729	34
	04-1	33	63	49	1.30	12.20	0.28	0.479	0.010	0.94	0.1846	0.0020	2695	36
	05-1	41	68	58	1.17	13.07	0.29	0.513	0.011	0.95	0.1847	0.0020	2696	36
	06-1	37	56	55	1.02	13.08	0.30	0.514	0.011	0.94	0.1847	0.0020	2696	36
	06-2	25	35	40	0.88	12.88	0.30	0.506	0.011	0.93	0.1845	0.0021	2694	37
	08-1	52	55	84	0.66	12.98	0.28	0.505	0.011	0.97	0.1864	0.0020	2711	34
	08-2	58	48	100	0.48	12.75	0.28	0.508	0.011	0.96	0.1821	0.0019	2672	35
	10-1	46	61	72	0.85	12.81	0.28	0.507	0.011	0.97	0.1834	0.0019	2684	35
	10-2	97	66	172	0.38	12.60	0.27	0.493	0.010	0.98	0.1853	0.0019	2701	34
	11-1	43	100	65	1.54	11.47	0.27	0.452	0.010	0.92	0.1839	0.0021	2688	38
	14-1	51	46	84	0.54	13.16	0.29	0.509	0.011	0.95	0.1877	0.0020	2723	35
	14-2	75	38	133	0.28	12.75	0.28	0.507	0.011	0.97	0.1822	0.0019	2673	35
	16-1	31	54	44	1.21	12.97	0.29	0.503	0.011	0.94	0.1870	0.0021	2716	36
	16-2	59	88	92	0.96	12.57	0.27	0.499	0.010	0.96	0.1825	0.0019	2676	35
	18-2	77	47	151	0.31	11.56	0.25	0.460	0.010	0.96	0.1821	0.0019	2672	35
	19-1	32	46	49	0.95	13.17	0.29	0.518	0.011	0.95	0.1844	0.0020	2693	36
	23-1	52	70	85	0.82	12.63	0.28	0.494	0.010	0.95	0.1855	0.0020	2703	35
	25-1	22	39	38	1.02	11.33	0.28	0.452	0.010	0.86	0.1819	0.0023	2671	41
	25-2	64	58	116	0.50	11.91	0.26	0.476	0.010	0.94	0.1813	0.0020	2664	36
	26-1	48	66	81	0.81	12.03	0.28	0.472	0.010	0.92	0.1849	0.0021	2698	37
	26-2	56	57	101	0.56	11.76	0.27	0.471	0.010	0.91	0.1812	0.0021	2664	38
	26-3	64	67	119	0.56	11.45	0.25	0.458	0.010	0.94	0.1815	0.0020	2667	36
MTL-43	01-1	110	91	187	0.49	12.78	0.28	0.509	0.011	0.99	0.1820	0.0019	2671	34
	01-2	115	77	195	0.40	13.25	0.29	0.512	0.011	0.99	0.1875	0.0019	2721	33
	02-1	62	15	110	0.13	13.49	0.29	0.522	0.011	0.99	0.1874	0.0019	2719	34
	03-1	82	37	145	0.26	13.13	0.29	0.516	0.011	0.98	0.1845	0.0019	2694	34
	05-2	17	21	26	0.83	13.14	0.31	0.517	0.011	0.94	0.1843	0.0021	2692	37
	06-2	80	17	150	0.11	12.59	0.28	0.504	0.011	0.98	0.1813	0.0019	2665	34
	07-1	124	25	249	0.10	11.99	0.27	0.472	0.010	0.97	0.1842	0.0019	2691	35
	08-1	77	63	128	0.49	12.98	0.28	0.516	0.011	0.98	0.1826	0.0019	2676	34
	08-2	74	101	126	0.80	11.93	0.27	0.473	0.010	0.96	0.1829	0.0020	2680	35
	11-2	81	147	121	1.21	12.49	0.28	0.496	0.011	0.97	0.1827	0.0019	2677	34
	13-1	104	224	157	1.42	11.95	0.27	0.468	0.010	0.96	0.1851	0.0020	2700	35
	13-2	79	146	126	1.16	11.86	0.26	0.473	0.010	0.96	0.1816	0.0019	2668	35
	14-1	123	28	229	0.12	12.85	0.28	0.509	0.011	0.97	0.1832	0.0019	2682	34
	14-2	78	23	138	0.17	13.35	0.30	0.519	0.011	0.97	0.1866	0.0020	2712	34
	15-1	167	255	284	0.90	11.58	0.26	0.454	0.010	0.97	0.1850	0.0019	2698	34
	18-2	155	145	264	0.55	12.56	0.28	0.500	0.011	0.96	0.1821	0.0020	2672	35
	19-1	86	83	134	0.62	13.60	0.30	0.522	0.011	0.96	0.1888	0.0020	2732	35
	19-2	94	119	159	0.75	12.32	0.28	0.483	0.010	0.94	0.1852	0.0020	2700	36
	20-3	55	89	92	0.97	11.87	0.28	0.468	0.010	0.93	0.1840	0.0021	2689	37
	21-1	110	155	172	0.90	12.70	0.29	0.506	0.011	0.95	0.1819	0.0020	2670	35
	21-2	135	192	213	0.90	12.89	0.29	0.495	0.011	0.95	0.1888	0.0020	2731	35
Matok MAT-13	22-1	166	100	315	0.32	12.01	0.28	0.468	0.010	0.93	0.1829	0.0020	2708	37
	24-2	77	32	137	0.24	13.00	0.30	0.515	0.011	0.94	0.1847	0.0021	2680	36
	25-1	50	45	82	0.54	13.02	0.30	0.511	0.011	0.93	0.1835	0.0020	2696	36
	25-2	53	45	88	0.51	13.03	0.30	0.515	0.011	0.93	0.1852	0.0021	2685	36
	25-3	31	25	55	0.45	12.31	0.30	0.482	0.011	0.91	0.1861	0.0021	2700	38
	02-1	42	40	73	0.55	12.64	0.34	0.492	0.012	0.90	0.1862	0.0021	2709	46
	03-1	38	31	66	0.46	12.73	0.33	0.510	0.012	0.93	0.1810	0.0020	2662	45
	04-1	66	116	103	1.13	12.54	0.32	0.497	0.012	0.94	0.1829	0.0020	2679	44
	04-2	53	109	77	1.42	13.10	0.34	0.503	0.012	0.93	0.1889	0.0020	2732	44
	05-1	104	93	183	0.51	12.37	0.31	0.494	0.012	0.94	0.1814	0.0019	2666	44
	05-2	64	61	127	0.48	11.17	0.30	0.451	0.011	0.90	0.1794	0.0020	2648	47
	06-1	59	39	102	0.38	13.12	0.33	0.514	0.012	0.95	0.1852	0.0020	2700	44
	09-1	62	52	106	0.49	12.83	0.32	0.510	0.012	0.95	0.1825	0.0019	2676	44
	09-2	36	46	62	0.73	12.28	0.33	0.488	0.012	0.90	0.1827	0.0021	2678	47
	12-1	16	26	24	1.07	12.79	0.34	0.510	0.012	0.92	0.1819	0.0020	2670	46
	12-2	48	48	85	0.57	12.30	0.31	0.485	0.012	0.95	0.1840	0.0019	2690	43

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (4)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
MAT-13 (suite)	13-1	41	53	75	0.71	11.52	0.31	0.448	0.011	0.92	0.1864	0.0021	2711	46
	13-2	45	44	85	0.51	11.66	0.31	0.451	0.011	0.91	0.1873	0.0021	2719	46
	14-1	44	47	73	0.65	12.92	0.33	0.512	0.012	0.95	0.1830	0.0019	2680	43
	14-2	44	50	71	0.70	13.06	0.33	0.514	0.012	0.96	0.1841	0.0019	2691	43
	15-1	41	70	64	1.08	12.57	0.32	0.497	0.012	0.95	0.1833	0.0020	2683	44
	17-1	51	52	86	0.60	12.71	0.32	0.504	0.012	0.96	0.1830	0.0019	2681	43
	18-1	21	33	35	0.95	11.96	0.34	0.466	0.012	0.88	0.1860	0.0022	2707	48
	18-2	69	51	121	0.42	12.84	0.32	0.508	0.012	0.97	0.1831	0.0019	2681	43
	20-1	47	22	92	0.24	11.84	0.31	0.473	0.012	0.94	0.1815	0.0020	2667	44
	20-2	29	21	50	0.43	12.86	0.33	0.511	0.012	0.95	0.1824	0.0019	2675	44
	21-2	32	21	55	0.37	12.87	0.32	0.511	0.012	0.96	0.1826	0.0019	2677	43
	23-1	39	49	70	0.70	11.94	0.31	0.460	0.011	0.94	0.1885	0.0020	2729	44
	24-1	48	28	86	0.33	12.75	0.32	0.505	0.012	0.96	0.1830	0.0019	2680	43
	24-2	90	86	157	0.55	12.52	0.31	0.494	0.012	0.97	0.1837	0.0019	2686	43
	24-3	52	51	88	0.57	12.98	0.33	0.513	0.012	0.93	0.1835	0.0020	2685	44
	25-1	25	42	40	1.06	12.67	0.36	0.492	0.012	0.89	0.1868	0.0022	2714	48
MAT-24	02-1	17	23	31	0.76	12.09	0.35	0.476	0.012	0.84	0.1842	0.0023	2691	51
	02-2	107	72	200	0.36	12.48	0.31	0.489	0.011	0.92	0.1852	0.0020	2700	45
	04-2	103	64	207	0.31	11.50	0.29	0.455	0.011	0.93	0.1834	0.0020	2684	44
	05-1	36	67	58	1.14	12.09	0.31	0.481	0.011	0.92	0.1825	0.0020	2676	45
	05-3	41	42	71	0.59	12.64	0.32	0.487	0.011	0.92	0.1881	0.0021	2726	45
	06-1	20	29	32	0.92	12.98	0.34	0.512	0.012	0.91	0.1837	0.0020	2687	46
	07-1	66	71	104	0.68	13.67	0.34	0.527	0.012	0.94	0.1882	0.0020	2727	44
	09-1	23	38	36	1.05	12.86	0.32	0.507	0.012	0.93	0.1839	0.0020	2688	45
	09-2	83	82	142	0.58	12.72	0.31	0.508	0.012	0.95	0.1815	0.0019	2667	43
	11-1	41	43	69	0.62	12.70	0.32	0.509	0.012	0.93	0.1809	0.0020	2661	45
	12-1	40	52	64	0.82	13.03	0.32	0.513	0.012	0.95	0.1842	0.0020	2691	43
	12-2	41	48	68	0.71	12.95	0.33	0.508	0.012	0.93	0.1847	0.0020	2695	45
	12-3	94	83	168	0.49	12.46	0.31	0.494	0.012	0.95	0.1830	0.0019	2680	44
	13-1	9	11	14	0.81	12.89	0.34	0.511	0.012	0.90	0.1830	0.0021	2680	47
	14-1	18	23	30	0.77	12.40	0.33	0.502	0.012	0.90	0.1790	0.0020	2644	47
	15-1	59	57	99	0.57	12.82	0.32	0.512	0.012	0.95	0.1814	0.0019	2666	43
	17-1	23	36	36	1.01	12.86	0.34	0.506	0.012	0.90	0.1844	0.0021	2692	47
	17-2	76	51	153	0.33	11.38	0.28	0.453	0.011	0.95	0.1822	0.0019	2673	44
	19-1	28	47	46	1.01	11.95	0.30	0.474	0.011	0.95	0.1829	0.0020	2680	44
	19-2	37	31	64	0.48	12.85	0.31	0.510	0.012	0.96	0.1827	0.0019	2677	43
	21-1	19	27	31	0.87	12.70	0.33	0.506	0.012	0.92	0.1821	0.0020	2673	46
	21-2	58	55	99	0.56	12.78	0.32	0.509	0.012	0.95	0.1822	0.0019	2673	43
	22-1	27	24	49	0.50	12.22	0.32	0.481	0.012	0.92	0.1842	0.0020	2691	45
	23-1	14	11	24	0.47	13.32	0.34	0.451	0.011	0.94	0.2144	0.0023	2939	44
	24-1	32	44	55	0.80	12.03	0.31	0.475	0.011	0.93	0.1838	0.0020	2688	45
	24-2	95	96	177	0.54	11.72	0.29	0.458	0.011	0.96	0.1856	0.0019	2703	43
	25-1	35	49	63	0.78	11.18	0.27	0.447	0.011	0.97	0.1815	0.0019	2667	43
MAT-60	01-1	42	44	79	0.55	11.97	0.30	0.475	0.011	0.92	0.1828	0.0020	2679	45
	02-1	53	33	104	0.32	11.97	0.30	0.471	0.011	0.92	0.1845	0.0020	2694	45
	02-2	75	166	118	1.41	12.49	0.30	0.495	0.011	0.94	0.1829	0.0020	2680	44
	03-1	32	11	67	0.17	11.47	0.33	0.452	0.011	0.84	0.1841	0.0023	2690	51
	03-2	45	74	84	0.88	11.60	0.30	0.454	0.011	0.90	0.1852	0.0021	2700	46
	04-1	36	62	57	1.10	12.80	0.32	0.507	0.012	0.93	0.1831	0.0020	2681	45
	04-2	42	36	73	0.49	12.92	0.32	0.513	0.012	0.94	0.1827	0.0020	2677	44
	06-1	53	98	78	1.26	13.48	0.33	0.527	0.012	0.93	0.1856	0.0020	2704	44
	06-2	43	15	77	0.20	13.15	0.32	0.516	0.012	0.94	0.1848	0.0020	2696	44
	07-1	272	764	390	1.96	12.42	0.30	0.491	0.011	0.95	0.1836	0.0019	2685	43
	08-1	75	72	128	0.56	13.06	0.31	0.516	0.012	0.95	0.1836	0.0019	2685	43
	08-2	29	48	47	1.01	12.63	0.33	0.498	0.012	0.89	0.1838	0.0021	2688	47
	09-1	50	102	76	1.35	12.67	0.31	0.502	0.012	0.95	0.1831	0.0019	2681	43
	09-2	38	70	59	1.18	12.59	0.32	0.500	0.012	0.92	0.1828	0.0020	2678	45
	10-1	39	12	71	0.17	13.08	0.34	0.515	0.012	0.91	0.1842	0.0021	2691	46
	10-2	48	55	84	0.65	12.68	0.31	0.502	0.012	0.95	0.1832	0.0019	2682	44
	11-1	37	62	57	1.09	12.84	0.32	0.509	0.012	0.94	0.1829	0.0020	2680	44
	13-1	21	27	34	0.79	13.45	0.37	0.495	0.012	0.87	0.1969	0.0024	2801	48
	13-2	47	67	75	0.89	13.10	0.32	0.517	0.012	0.95	0.1838	0.0019	2687	43
	14-1	157	386	222	1.74	12.97	0.31	0.510	0.012	0.96	0.1845	0.0019	2694	43
	14-2	104	80	180	0.44	12.92	0.31	0.514	0.012	0.96	0.1823	0.0019	2674	43
	15-1	57	14	105	0.13	12.95	0.31	0.511	0.012	0.96	0.1837	0.0019	2686	43
	15-2	73	94	139	0.68	11.26	0.28	0.445	0.010	0.93	0.1836	0.0020	2686	44
	16-1	35	64	62	1.03	11.57	0.30	0.454	0.011	0.90	0.1848	0.0021	2697	46
	16-2	49	53	85	0.62	12.39	0.30	0.490	0.011	0.95	0.1834	0.0019	2684	43

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (5)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
MAT-60 (suite)	17-1	142	266	219	1.22	13.00	0.31	0.505	0.012	0.97	0.1867	0.0019	2713	42
	19-1	16	16	28	0.56	12.41	0.35	0.494	0.012	0.86	0.1821	0.0022	2672	50
	20-1	90	73	164	0.44	12.30	0.29	0.482	0.011	0.97	0.1849	0.0019	2697	43
	20-2	70	66	120	0.55	12.79	0.31	0.510	0.012	0.97	0.1818	0.0019	2670	43
	21-1	44	28	81	0.35	12.34	0.30	0.493	0.011	0.95	0.1817	0.0019	2668	43
	21-2	60	48	109	0.44	12.29	0.30	0.488	0.011	0.96	0.1827	0.0019	2678	43
	22-1	61	43	105	0.41	13.02	0.32	0.514	0.012	0.94	0.1837	0.0020	2686	44
	23-1	71	72	121	0.60	12.62	0.30	0.498	0.012	0.97	0.1838	0.0019	2687	42
	24-1	163	110	294	0.37	12.65	0.30	0.504	0.012	0.98	0.1822	0.0019	2673	42
	24-2	58	29	107	0.27	12.37	0.30	0.494	0.012	0.95	0.1815	0.0019	2667	44
	25-1	47	98	78	1.26	11.71	0.29	0.463	0.011	0.93	0.1834	0.0020	2684	45
	27-1	66	100	102	0.98	13.13	0.31	0.517	0.012	0.97	0.1842	0.0019	2691	42
	28-1	53	45	95	0.47	12.49	0.30	0.491	0.011	0.97	0.1844	0.0019	2693	42
	29-1	41	28	73	0.38	12.95	0.31	0.513	0.012	0.97	0.1830	0.0019	2681	43
	29-2	72	128	115	1.12	12.55	0.30	0.491	0.011	0.97	0.1853	0.0019	2701	43
Moletsi														
MOL-02c	01-1	45	42	74	0.56	12.99	0.33	0.514	0.013	0.97	0.1832	0.0019	2682	43
	02-1	219	115	401	0.29	12.43	0.31	0.495	0.012	0.99	0.1820	0.0019	2671	42
	04-1	21	17	37	0.45	12.09	0.34	0.474	0.012	0.91	0.1848	0.0021	2696	47
	05-1	41	33	69	0.48	12.96	0.34	0.513	0.013	0.96	0.1834	0.0019	2684	43
	05-2	77	48	134	0.36	12.89	0.33	0.512	0.013	0.97	0.1824	0.0019	2675	43
	07-1	15	14	25	0.58	12.88	0.35	0.506	0.013	0.93	0.1845	0.0021	2694	46
	07-2	43	27	83	0.32	11.76	0.32	0.465	0.012	0.94	0.1834	0.0020	2684	45
	08-1	27	21	45	0.46	13.02	0.34	0.512	0.013	0.95	0.1843	0.0020	2692	44
	11-1	47	60	78	0.77	12.29	0.34	0.483	0.012	0.92	0.1846	0.0021	2694	46
	12-1	12	11	19	0.58	13.24	0.37	0.518	0.013	0.92	0.1854	0.0021	2702	46
	12-2	15	14	24	0.57	12.77	0.35	0.508	0.013	0.93	0.1824	0.0020	2675	46
	15-1	45	37	87	0.42	11.60	0.31	0.456	0.011	0.93	0.1846	0.0020	2695	45
	15-2	91	56	184	0.30	11.73	0.31	0.465	0.012	0.94	0.1832	0.0020	2682	45
	17-1	29	33	49	0.68	12.98	0.35	0.511	0.013	0.92	0.1842	0.0021	2691	46
	17-2	92	48	171	0.28	12.81	0.33	0.505	0.013	0.96	0.1838	0.0019	2688	43
	20-2	27	23	46	0.50	13.21	0.36	0.523	0.013	0.93	0.1831	0.0020	2681	45
MOL-05c	21-2	20	18	36	0.49	12.91	0.36	0.507	0.013	0.91	0.1846	0.0021	2695	46
	22-2	28	24	46	0.53	12.99	0.35	0.511	0.013	0.91	0.1845	0.0021	2693	46
	24-1	48	41	84	0.49	12.66	0.34	0.493	0.012	0.92	0.1861	0.0021	2708	45
	01-1	38	23	60	0.38	14.52	0.31	0.547	0.011	0.89	0.1853	0.0020	2764	37
	01-3	31	26	48	0.55	13.91	0.31	0.529	0.010	0.87	0.1832	0.0020	2748	38
	03-1	15	12	24	0.49	13.30	0.26	0.520	0.009	0.92	0.1825	0.0020	2701	36
	03-2	13	14	20	0.69	13.14	0.30	0.517	0.010	0.86	0.1815	0.0020	2690	39
	05-3	16	17	25	0.67	13.05	0.27	0.515	0.010	0.89	0.1833	0.0020	2687	38
	05-4	32	29	54	0.53	13.00	0.25	0.511	0.009	0.94	0.1844	0.0020	2693	35
	06-2	16	19	26	0.71	12.98	0.28	0.511	0.010	0.88	0.1829	0.0020	2691	38
	07-1	35	26	60	0.43	12.96	0.25	0.513	0.009	0.94	0.1829	0.0021	2683	35
	07-3	29	24	50	0.48	12.94	0.26	0.514	0.010	0.92	0.1824	0.0021	2677	36
	07-4	27	20	46	0.45	12.92	0.29	0.511	0.010	0.87	0.1838	0.0021	2682	38
	08-1	9	9	14	0.67	12.90	0.27	0.511	0.010	0.88	0.1831	0.0021	2680	38
	08-2	28	21	48	0.43	12.83	0.26	0.501	0.009	0.92	0.1825	0.0020	2706	36
	09-1	13	14	21	0.67	12.83	0.26	0.513	0.009	0.91	0.1826	0.0020	2666	36
Hout River gneiss HRG-1	09-2	15	18	23	0.77	12.82	0.25	0.509	0.009	0.92	0.1839	0.0020	2676	36
	11-1	17	14	28	0.51	12.80	0.26	0.505	0.009	0.91	0.1824	0.0022	2688	36
	11-2	15	15	25	0.62	12.80	0.26	0.507	0.009	0.92	0.1859	0.0020	2680	36
	13-1	17	20	27	0.74	12.79	0.28	0.500	0.010	0.88	0.1851	0.0021	2702	38
	13-2	26	28	43	0.65	12.78	0.27	0.506	0.009	0.90	0.1837	0.0021	2681	37
	17-2	32	24	56	0.42	12.72	0.26	0.506	0.009	0.92	0.1836	0.0021	2676	36
	17-3	16	17	26	0.64	12.72	0.27	0.502	0.010	0.89	0.1853	0.0021	2686	37
	18-1	29	29	51	0.58	12.59	0.26	0.493	0.009	0.91	0.1825	0.0021	2699	36
	19-1	17	13	30	0.45	12.59	0.27	0.497	0.009	0.89	0.1829	0.0020	2687	37
	19-2	10	11	17	0.67	12.43	0.27	0.494	0.009	0.87	0.1842	0.0021	2674	39
	20-1	77	54	136	0.39	12.54	0.26	0.497	0.009	0.92	0.1854	0.0021	2680	36
	20-2	20	16	36	0.45	12.52	0.24	0.496	0.009	0.93	0.1926	0.0022	2682	35
	22-2	14	16	24	0.65	12.49	0.26	0.497	0.009	0.90	0.1841	0.0022	2674	37
	22-3	17	18	29	0.60	12.44	0.27	0.494	0.009	0.89	0.1907	0.0022	2676	37
	23-1	16	16	27	0.57	12.44	0.27	0.487	0.009	0.89	0.1832	0.0021	2701	37

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (6)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
HRG-1 (suite)	07-2	87	47	167	0.28	13.59	0.36	0.454	0.012	0.96	0.2170	0.0023	2959	43
	09-1*	51	31	67	0.46	20.71	0.55	0.624	0.016	0.95	0.2408	0.0026	3125	43
	09-2	94	6	166	0.04	15.46	0.40	0.535	0.013	0.96	0.2095	0.0022	2902	42
	10-2	130	75	268	0.28	12.54	0.33	0.423	0.011	0.95	0.2149	0.0023	2943	43
	12-1	33	19	50	0.39	16.77	0.45	0.562	0.014	0.95	0.2165	0.0023	2955	43
	12-2	31	19	46	0.40	17.56	0.47	0.584	0.015	0.95	0.2180	0.0023	2966	43
	14-1	53	31	91	0.35	15.31	0.43	0.508	0.013	0.92	0.2184	0.0025	2969	46
	18-1	85	60	167	0.36	12.92	0.35	0.429	0.011	0.93	0.2183	0.0024	2968	44
	20-1	83	45	158	0.28	13.53	0.36	0.452	0.011	0.94	0.2170	0.0024	2959	44
	21-1	135	12	273	0.04	13.30	0.36	0.452	0.011	0.93	0.2134	0.0023	2931	44
	22-2	291	291	490	0.59	13.98	0.38	0.491	0.012	0.93	0.2067	0.0023	2879	44
HRG-2	02-1	177	50	320	0.15	13.78	0.39	0.505	0.014	0.98	0.1980	0.0020	2810	42
	03-1	288	84	468	0.18	15.41	0.43	0.552	0.015	0.98	0.2024	0.0021	2845	42
	04-1*	64	39	81	0.48	22.04	0.62	0.638	0.018	0.98	0.2506	0.0026	3189	41
	04-3	214	148	390	0.38	13.59	0.38	0.495	0.014	0.98	0.1990	0.0021	2818	42
	05-1	131	65	216	0.30	15.10	0.42	0.548	0.015	0.98	0.2000	0.0021	2826	42
	05-2	117	68	200	0.34	14.67	0.41	0.527	0.014	0.98	0.2019	0.0021	2841	42
	05-3	140	78	302	0.26	11.88	0.34	0.425	0.012	0.95	0.2026	0.0022	2847	44
	09-1	122	112	276	0.41	10.90	0.30	0.394	0.011	0.97	0.2007	0.0021	2832	43
	09-2	122	95	254	0.38	11.91	0.33	0.428	0.012	0.96	0.2017	0.0022	2840	43
	10-1	103	75	190	0.40	14.50	0.40	0.504	0.014	0.97	0.2086	0.0022	2895	42
	10-2	84	15	143	0.11	16.51	0.46	0.567	0.015	0.96	0.2111	0.0023	2914	43
	14-1	196	80	322	0.25	15.28	0.42	0.547	0.014	0.93	0.2181	0.0024	2846	45
	15-1*	29	17	43	0.40	17.26	0.49	0.574	0.015	0.95	0.2047	0.0022	2966	44
	15-3	268	88	443	0.20	15.32	0.42	0.543	0.014	0.96	0.2171	0.0023	2864	43
	17-1	170	62	287	0.22	15.06	0.41	0.546	0.014	0.95	0.2001	0.0022	2827	43
	16-1	166	74	272	0.27	15.14	0.41	0.549	0.014	0.95	0.2001	0.0022	2827	44
	20-1	121	40	210	0.19	14.61	0.40	0.528	0.014	0.95	0.2006	0.0022	2831	44
	21-1*	103	81	151	0.54	16.88	0.46	0.564	0.015	0.95	0.2000	0.0022	2959	43
	25-1	89	30	148	0.20	15.09	0.41	0.547	0.014	0.94	0.2052	0.0023	2826	44
	28-1	160	118	311	0.38	12.46	0.35	0.440	0.011	0.92	0.2160	0.0024	2868	45
	29-1*	140	73	302	0.24	12.48	0.34	0.419	0.011	0.93	0.2001	0.0022	2951	45
	29-2	233	214	517	0.41	10.76	0.29	0.390	0.010	0.93	0.2025	0.0022	2827	45
Duiwelskloof														
DWK-01	02-1	79	81	126	0.64	15.16	0.38	0.546	0.013	0.94	0.2012	0.0022	2836	44
	02-2	116	279	206	1.36	13.80	0.35	0.500	0.012	0.93	0.2002	0.0022	2828	44
	06-1*	11	9	15	0.63	18.52	0.50	0.558	0.014	0.90	0.2406	0.0028	3124	45
	06-2*	39	48	61	0.79	15.47	0.40	0.521	0.012	0.93	0.2153	0.0024	2946	44
	07-1*	75	162	127	1.28	16.32	0.43	0.493	0.012	0.92	0.2399	0.0027	3119	44
	07-2*	65	242	128	1.89	12.73	0.33	0.432	0.010	0.92	0.2135	0.0024	2932	44
	07-3	226	72	432	0.17	13.93	0.35	0.493	0.012	0.95	0.2048	0.0022	2864	43
	09-1*	82	159	119	1.33	16.67	0.42	0.564	0.013	0.95	0.2143	0.0023	2938	42
	10-1	48	43	76	0.56	15.33	0.39	0.552	0.013	0.95	0.2012	0.0021	2836	43
	11-1	47	46	72	0.65	15.32	0.39	0.551	0.013	0.95	0.2016	0.0021	2839	43
	16-1	40	41	61	0.67	15.36	0.39	0.553	0.014	0.96	0.2013	0.0021	2837	43
	19-1	57	56	92	0.61	14.71	0.38	0.526	0.013	0.96	0.2027	0.0021	2848	42
	19-2	36	28	56	0.49	15.30	0.39	0.552	0.014	0.96	0.2010	0.0021	2835	43
	19-3	49	61	77	0.79	15.04	0.38	0.540	0.013	0.96	0.2019	0.0021	2842	42
	23-1	167	204	293	0.70	13.30	0.34	0.471	0.012	0.97	0.2049	0.0021	2865	42
	23-2	161	196	263	0.75	14.11	0.37	0.505	0.013	0.96	0.2026	0.0022	2847	43
	24-1	81	71	127	0.56	15.16	0.39	0.542	0.014	0.97	0.2028	0.0021	2849	42
	24-2	81	70	126	0.56	15.20	0.39	0.550	0.014	0.98	0.2005	0.0021	2830	42
	25-1	154	173	234	0.74	15.36	0.40	0.551	0.014	0.98	0.2023	0.0021	2845	41
	25-3	83	91	139	0.66	13.92	0.36	0.499	0.013	0.97	0.2024	0.0021	2846	42
	26-1	93	92	145	0.63	15.05	0.39	0.544	0.014	0.98	0.2006	0.0021	2831	42
	26-2*	155	210	253	0.83	13.74	0.36	0.468	0.012	0.98	0.2129	0.0022	2928	41
	26-3	99	114	156	0.73	14.74	0.38	0.531	0.014	0.98	0.2012	0.0021	2836	42
DWK-04	27-1	151	171	227	0.75	15.46	0.39	0.552	0.014	0.97	0.2029	0.0021	2850	42
	01-1	71	79	127	0.62	13.90	0.39	0.462	0.011	0.85	0.2184	0.0027	2969	49
	01-2	66	86	116	0.74	13.88	0.37	0.456	0.011	0.88	0.2209	0.0026	2987	46
	01-3	116	47	224	0.21	13.43	0.34	0.471	0.011	0.91	0.2066	0.0023	2879	44
	01-4	194	86	409	0.21	12.31	0.31	0.439	0.010	0.91	0.2034	0.0022	2854	44
	02-1	127	123	180	0.68	17.11	0.43	0.575	0.013	0.92	0.2157	0.0023	2949	44
	02-2	264	102	495	0.21	14.09	0.35	0.480	0.011	0.92	0.2128	0.0023	2927	43
	02-3	80	26	125	0.21	17.10	0.43	0.577	0.013	0.91	0.2149	0.0024	2943	44
	05-2	185	158	327	0.48	12.26	0.30	0.495	0.011	0.94	0.1797	0.0019	2650	44
	06-1	54	45	79	0.56	17.09	0.42	0.577	0.013	0.94	0.2149	0.0023	2943	43
	06-2	58	51	85	0.61	16.84	0.42	0.572	0.013	0.94	0.2135	0.0023	2932	43

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (7)

Tableaux de données géochimiques

Sample	Run ^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	ρ ^b	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)	±2σ
DWK-04 (suite)	07-1	158	58	294	0.20	14.35	0.36	0.491	0.011	0.93	0.2120	0.0023	2921	44
	10-1	70	60	102	0.59	16.91	0.41	0.573	0.013	0.95	0.2141	0.0023	2937	43
	11-1	293	723	449	1.61	13.52	0.33	0.455	0.011	0.95	0.2154	0.0023	2947	43
	11-2	196	92	308	0.30	16.82	0.41	0.565	0.013	0.95	0.2157	0.0023	2949	42
	11-3	197	81	322	0.25	16.04	0.39	0.547	0.013	0.95	0.2126	0.0022	2925	42
	12-1	144	67	265	0.25	14.36	0.35	0.478	0.011	0.95	0.2177	0.0023	2964	42
	12-3	168	74	315	0.23	14.12	0.34	0.475	0.011	0.95	0.2155	0.0023	2947	42
DWK-06	02-1	83	78	137	0.57	13.76	0.36	0.511	0.013	0.93	0.1951	0.0021	2786	44
	02-2	66	67	108	0.62	13.90	0.38	0.519	0.013	0.92	0.1940	0.0022	2776	46
	04-1	58	56	113	0.49	11.67	0.34	0.443	0.011	0.88	0.1913	0.0023	2753	48
	04-2	51	37	83	0.45	14.10	0.37	0.533	0.013	0.94	0.1920	0.0021	2760	44
	04-3	87	72	161	0.45	12.55	0.34	0.472	0.012	0.92	0.1929	0.0021	2767	45
	06-1	73	60	124	0.49	13.51	0.36	0.505	0.013	0.93	0.1942	0.0021	2778	44
	07-1*	95	105	165	0.64	13.83	0.37	0.455	0.011	0.94	0.2202	0.0024	2983	44
	09-1	181	173	327	0.53	12.67	0.33	0.473	0.012	0.96	0.1941	0.0021	2778	43
	10-1	76	55	134	0.41	13.44	0.36	0.506	0.013	0.94	0.1925	0.0021	2764	44
	12-1	83	56	156	0.36	12.60	0.34	0.474	0.012	0.94	0.1926	0.0021	2765	44
	16-1	87	46	159	0.29	13.35	0.36	0.497	0.013	0.96	0.1946	0.0021	2782	43
	16-2	100	53	181	0.29	13.52	0.36	0.499	0.013	0.97	0.1963	0.0021	2796	42
	16-3	103	57	182	0.31	13.74	0.36	0.508	0.013	0.96	0.1960	0.0021	2793	43
	16-4	65	42	107	0.39	14.26	0.37	0.536	0.014	0.96	0.1930	0.0020	2768	43
	17-1	161	74	333	0.22	12.02	0.33	0.436	0.011	0.94	0.1997	0.0022	2824	44
	17-2	297	186	532	0.35	13.52	0.35	0.498	0.013	0.97	0.1969	0.0020	2800	42
	20-1	208	22	372	0.06	14.33	0.38	0.533	0.014	0.98	0.1949	0.0020	2784	42
	21-1	135	132	226	0.58	13.45	0.36	0.506	0.013	0.98	0.1929	0.0020	2767	42
	21-2	157	169	276	0.61	12.81	0.34	0.480	0.012	0.97	0.1937	0.0020	2774	43
	22-1*	77	33	112	0.29	19.77	0.53	0.595	0.016	0.98	0.2409	0.0025	3126	41
	22-2	66	47	129	0.36	12.04	0.33	0.457	0.012	0.95	0.1910	0.0021	2751	44

^aLe premier chiffre correspond au numéro du grain de zircon analysé, le second au numéro du spot au sein de ce grain.

^bρ = Coefficient de corrélation d'erreurs entre les rapports ²⁰⁷Pb/²³⁵U et ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

Données isotopiques U–Pb sur zircons séparés (8)